Stratigraphie, structure et gîtologie de la région du lac Berrigan, canton de McKenzie

Pierre Pilote

ET 86-02

1987

Québec

89-00381/

Stratigraphie, structure et gîtologie de la région du lac Berrigan, canton de McKenzie

Pierre Pilote

ET 86-02

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Directeur: A.-F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.-L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le: 85-05-25

Accepté pour publication le: 86-05-29

Lecteurs critiques
K.N.M. Sharma
R. Daigneault

Éditeur
B. Desjardins

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

Dépôt légal — 3e trimestre 1987
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN: 2-550-16326-5
© Gouvernement du Québec, 1987

RÉSUMÉ

La région du Lac Berrigan est constituée des unités archéennes suivantes: à la base, la Formation de Gilman, composée de volcanites mafiques, et, au sommet, la Formation de Blondeau, composée de pyroclastites felsiques. La Formation de Blondeau est l'hôte des trois filons-couches différenciés du Complexe de Cummings: le Roberge, le Ventures et le Bourbeau. On rencontre quelques dykes reliés au stock du lac Line. Ces roches sont recouvertes en discordance par des lambeaux de la Formation protérozoïque de Chibougamau.

La trace axiale du synclinal de Chibougamau traverse la partie centrale de la région. Plusieurs réseaux de failles ont été reconnues:

- Failles synvolcaniques, orientées NNE, qui contrôlent la configuration de certaines minéralisations du prospect Taché;
- Failles pré- à synkénoréennes, orientées E-W à ENE, qui répètent complètement les trois filons-couches du Complexe de Cummings sur le côté sud du synclinal de Chibougamau;
- Ceinture de cisaillement du lac Guillim, responsable de quatre grands réseaux de failles qui se seraient succédé à intervalles rapprochés;
- Failles post-tectoniques, orientées NNE à NE et ENE, qui recoupent les sédiments protérozoïques.

On distingue, dans la région, les deux types suivants de minéralisations:

- **Stratiformes**

Il s'agit de lentilles et d'amas volcanogènes qui prennent place dans la Formation de Blondeau. Ces minéralisations se composent surtout de pyrite et de pyrrhotine avec un peu de chalcopyrite et de sphalérite.

- **Filoniennes**

— Veines et amas pyriteux à la base de la Formation de Blondeau;
— Veines et amas, plus ou moins concordants, de chalcopyrite, or, bornite et malachite, avec carbonate et quartz, dans une dunite serpentinisée du filon-couche de Roberge;
— Filonnets et brèches de sphalérite, pyrrhotine, galène, arsénopyrite, chalcopyrite avec plus ou moins de pyrite. Les teneurs en argent et en or sont significatives. Ces minéralisations occupent des fractures NNE à NE dans les péridotites et pyroxénites du filon-couche de Roberge (Zone Nord du prospect Taché, située au nord du lac Berrigan);
— Filons discontinus de pyrrhotine et de sphalérite, avec un peu de chalcopyrite et de galène, dans une zone cisaillée ENE traversant les faciès ultramafiques du filon-couche de Roberge (Zone Sud du prospect Taché, située au nord-est du lac Berrigan);
— Minces filonnets pyriteux dans la pyroxénite verte du filon-couche du Ventures.

Les minéralisations filoniennes dans les filons-couches de Roberge et/ou de Ventures sont les plus intéressantes du point de vue économique. Dans la région, il est très important de reconnaître les horizons-repères (tuf de la Formation de Blondeau ou filons-couches différenciés du Complexe de Cummings), si on veut suivre les niveaux minéralisés au-delà des discontinuités créées par certaines failles.

Table des matières

Page

INTRODUCTION 1
- Localisation et accès 1
- Travaux sur le terrain 1
- Travaux antérieurs 2
- Physiographie 2
- Remerciements 2

GÉOLOGIE GÉNÉRALE 3
- Introduction 3
- Groupe de Roy 3
  - Formation de Gilman 3
  - Formation de Blondeau 3
- Complexe de Cummings 6
  - Filon-couche de Roberge 6
  - Filon-couche de Ventures 8
  - Filon-couche de Bourbeau 9
- Dyke 10
- Stock tonalitique du lac Line 10
- Formation de Chibougamau 10

GÉOLOGIE STRUCTURALE 11
- Plis 11
- Failles 11
  - Introduction 11
  - Failles synvolcaniques 11
  - Failles pré- à synkénoréennes 11
  - Ceinture de cisaillement du lac Gwillim 12
  - Failles post-tectoniques 13

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 15
- Introduction 15
- Minéralisations stratiformes 15
- Minéralisations filoniennes 15
  - Formation de Blondeau 15
    - Mattagami Lake Exploration Ltd. 15
    - SDBJ 15
  - Filon-couche de Roberge 15
    - Yorbeau 15

Prospect Taché 16
Zone Nord 16
Zone Sud 23
Synthèse des observations 23
Indices amiantifères 25
Filon-couche de Ventures 25
Filon-couche de Bourbeau 25
Formation de Chibougamau 25

CONCLUSIONS 27

RÉFÉRENCES 29

ANNEXE

Analyses chimiques et normes: Zone Nord, Zone Sud, Complexe de Cummings et Formation de Blondeau 33

CARTE (1:10 000)

2037 — Géologie de la région du lac Berrigan ..... hors texte

Introduction

Localisation et accès

La région étudiée, qui couvre une superficie légèrement supérieure à 15 km², se situe dans la partie centrale-ouest du canton de McKenzie, à quelques kilomètres au NW de la ville de Chibougamau et immédiatement au sud et au SE de la mine aurifère Gwillim (figure 1). Elle s'insère dans le feuillet 32 G/16 du découpage SNRC à 1:50 000 et est bornée par les latitudes 49°55′50″ et 49°57′30″, la longitude 74°23′15″ et la limite des cantons de McKenzie et de Barlow (76°28′10″).

L'accès à la moitié nord de la région est assuré par plusieurs routes et sentiers menant aux lacs Berrigan, Antoinette et Gwillim. Du côté sud, une route, qui part de la ville de Chibougamau et va à une gravière, permet de se rendre au sud des lacs Antoinette et Elaine.

Travaux sur le terrain

Au cours de l'été 1983, nous avons cartographié cette région à l'échelle de 1:5000, à l'exception du secteur au nord du lac Gwillim. Nos travaux ont été effectués dans le prolongement ouest des terrains couverts en 1982 (Pilote, 1983). De façon globale, ils avaient pour but de procéder à l'inventaire des différents indices minéralisés rencontrés et de les insérer de façon adéquate dans la stratigraphie propre à ce territoire.

Nous avons emprunté dans la mesure du possible les laies existantes pour nos cheminements, lesquels ont été espacés de 50 à 150 m. Dans les secteurs non jalonnés, la cartographie a été complétée par des cheminements à la boussole. Nous avons également revisé certains secteurs cartographiés en 1982.

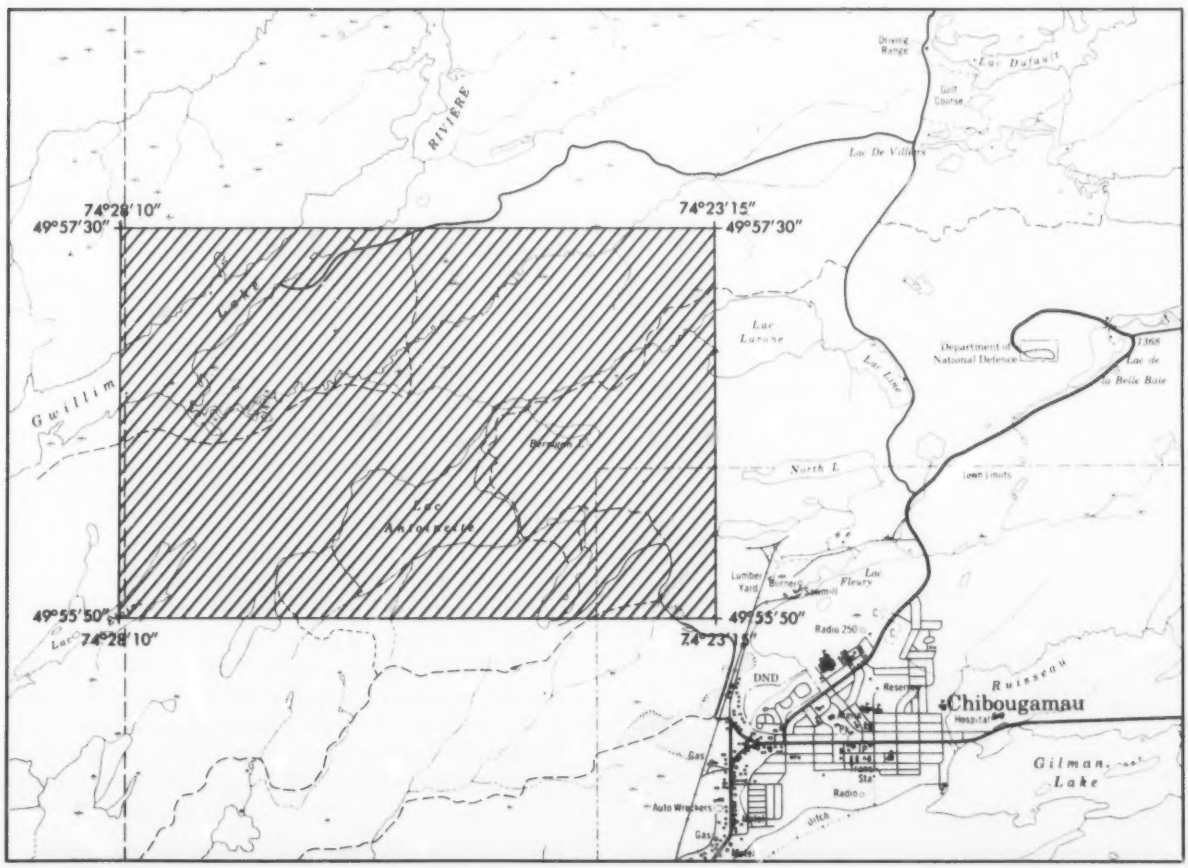

FIGURE 1 — Localisation de la région étudiée.

Travaux antérieurs

Le canton de McKenzie a d'abord été, pour une première fois, cartographié d'une manière systématique par Retty (1929) à l'échelle de 1:63 360. Par la suite, Mawdsley et Norman (1935, 1938) ont couvert globalement la région de Chibougamau, aux échelles de 1:63 360 et 1:253 440, incluant les terrains concernant cette étude. S.R. Smith (Smith et Allard, 1960) a couvert le quart SW et la demie nord du quart SE du canton de McKenzie à l'échelle de 1:12 000. Duquette (1976, 1982) a cartographié la moitié nord de ce même canton (1:12 000 et 1:20 000).

La région étudiée a fait l'objet de travaux d'exploration par plusieurs compagnies minières dès le début des années trente. Parmi les travaux plus récents, signalons ceux de Taché Lake Mines Ltd., Chibougamau Mining and Smelting Ltd., SDBJ, SOQUEM, Mattagami Lake Exploration Ltd., la Corporation Auchib, le groupe Northgate-Patino Inc. et les Mines Camchib Inc. (lesquelles détiennent des intérêts dans le prospect Taché, situé au nord du lac Berrigan, et dans la mine Gwillim, conjointement avec Les Ressources Yorbeau). Nous avons également consulté les rapports des travaux statutaires déclarés par ces compagnies et rendus publics par le MER avant l'automne 1983.

Physiographie

La moitié nord de la région étudiée présente un relief relativement plat. Dans la moitié sud, une chaîne de collines, orientées ENE à EW, marque très bien la topographie. Les plus hauts sommets atteignent 190 m. La densité des affleurements est ainsi très inégale: pauvre au nord et excellente au sud.

À certains endroits, spécialement dans la plaine au nord et au NNW du lac Antoinette, les dépôts quaternaires (sables et graviers) ont une étendue et une épaisseur considérables. Au sud du lac Gwillim, une moraine frontale, orientée NW-SE, délimite l'extension de cette plaine (Smith et Allard, 1960; Martineau, 1983). Les lacs Larone, Berrigan, Antoinette et Elaine se déversent tous, via des émissaires, dans le lac Gwillim. Ils sont très facilement accessibles par divers sentiers et routes.

Remerciements

Nous tenons à remercier les assistants-géologues Jacques Landry et Bruno Lafrance pour l'excellence de leur travail sur le terrain. Nous remercions également les géologues André Gobeil, Gilles O. Allard et Réal Daigneault, du MER, pour leur assistance dans nos travaux de terrain et pour les nombreuses discussions qu'ils ont eues avec nous. Toute notre reconnaissance va également à la compagnie les Mines Camchib Inc. et à son personnel pour leur excellente collaboration.

Nous tenons enfin à souligner l'aide et le support technique apportés par le Module des Sciences de la Terre de l'Université du Québec à Chicoutimi et particulièrement par le groupe de recherche « Chibougamau » (J. Guha, J. Carignan et E. Dimroth) lors de l'élaboration des diverses parties de ce rapport.

Géologie générale

Introduction

Les roches supracrustales de la région de Chibougamau, d'âge archéen, s'insèrent à l'extrémité est du sillon de roches vertes de Chibougamau — Matagami. Dimroth *et al.* (1982) ont assigné ce sillon à la zone interne de la ceinture orogénique de l'Abitibi (Goodwin et Ridler, 1970), laquelle fait partie de la province structurale du Supérieur.

D'un point de vue régional, ces roches archéennes ont été plissées isoclinalement et métamorphisées au faciès des schistes verts lors de l'orogenèse kénoréenne (Duquette, 1970, 1976), il y a environ 2,65 à 2,70 MA (Dallmeyer *et al.*, 1975). La trace axiale du synclinal de Chibougamau, orientée ENE, laquelle a été définie par Duquette (1970, 1976 et 1982), traverse la partie centrale de la région étudiée. Nous en avons modifié légèrement le tracé dans la partie ouest de notre carte.

Les unités lithologiques archéennes présentes dans la région (figure 2) font partie du second cycle volcanique (Allard *et al.*, 1979) du Groupe de Roy. Il s'agit de la Formation de Gilman (à la base), composée de volcanites basiques, et de la Formation Blondeau (au sommet), constituée de volcanites felsiques et de sédiments. Cette dernière formation est également l'hôte des trois filons-couches différenciés du Complexe de Cummings: le Roberge, le Ventures et le Bourbeau. Le premier cycle comprend la Formation d'Obatogamau (à la base), de caractère basique, et la Formation de Waconichi (au sommet), composée de volcanites felsiques.

Quelques affleurements de roches syénitiques localement tonalitiques, associées vraisemblablement au stock tonalitique de lac Line, recoupent ces roches. Ce stock est d'âge tardi-à post-tectonique (Pilote *et al.*, 1984).

Finalement, les unités archéennes sont recouvertes en discordance par la Formation de Chibougamau, d'âge protérozoïque, dont il n'existe que quelques lambeaux, constitués de roches sédimentaires d'origine glaciaire (Long, 1974). Ces sédiments semblent du même âge que ceux retrouvés dans la Formation de Gowganda de l'Huronien, située en Ontario et dans l'ouest du Québec (Young, 1970). Déjà bien auparavant, Barlow *et al.*, (1911) et Retty (1929) soupçonnaient les caractères glaciaire et tardif de ces dépôts; ils avaient de plus noté la similitude de ceux-ci avec des sédiments observés en Ontario dans la région de Cobalt, sédiments réputés alors d'âge huronien.

Toutes ces lithologies sont décrites en détail dans l'étude (Pilote, 1986) concernant les terrains situés dans le secteur du mont Bourbeau, dans le prolongement est de notre carte.

Groupe de Roy

FORMATION DE GILMAN

Cette formation volcanique à caractère mafique est reconnue des deux côtés de la trace axiale du synclinal de Chibougamau (Duquette, 1970, 1976). Dans la région étudiée, sa partie supérieure n'affleure que sur le flanc sud de ce synclinal, dans l'angle SE de la région. Sur le flanc nord, la présence prévue de ces roches volcaniques est masquée par d'épais dépôts sablonneux. Nous discuterons au chapitre de la GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE des lithologies susceptibles de se retrouver sur le flanc nord à l'aide d'informations provenant de forages exécutés par Mattagami Lake Exploration Ltd. (1982).

La Formation de Gilman consiste, sur le flanc sud du synclinal de Chibougamau, de coulées de laves basaltiques, massives, parfois coussinées. Elles sont de granulométrie fine, inférieure à 1 mm. La présence de niveaux tufacés, intermédiaires à mafiques, tels qu'observés au sud du mont Bourbeau, est relativement rare. La puissance des coulées est très variable (de 5 à plus de 20 m) et difficile à définir, vu la faible abondance d'affleurements montrant des brèches de sommet caractéristiques. L'altération secondaire est généralement faible, sauf en bordure de grands cisaillements ENE (à l'est du lac Antoinette par exemple) où l'on peut observer une forte chloritisation et, localement, un carbonate de fer contenant des traces de pyrite.

Des filons-couches gabbroïques sont également présents dans cette formation. Leur épaisseur n'excède pas une centaine de mètres et ils sont rarement différenciés. Ils consistent en un assemblage d'actinotes et d'hornblendes fortement chloritisées, de pyroxènes ouralitisés et de plagioclases plus ou moins épidotisés. Le quartz est rare. Le diamètre des grains excède rarement 4 à 5 mm.

La secteur au nord du lac Gwillim fait également partie de cette formation. Nous ne l'avons cependant pas visité. Bouchard (*et al.*, 1984) et Bouchard (1986) y poursuivent des études détaillées sur des minéralisations aurifères et leurs relations avec les lithologies encaissantes.

FORMATION DE BLONDEAU

Cette formation consiste en un assemblage de sédiments volcanoclastiques et de quelques niveaux tufacés, de composition intermédiaire à felsique (Dimroth *et al.*,

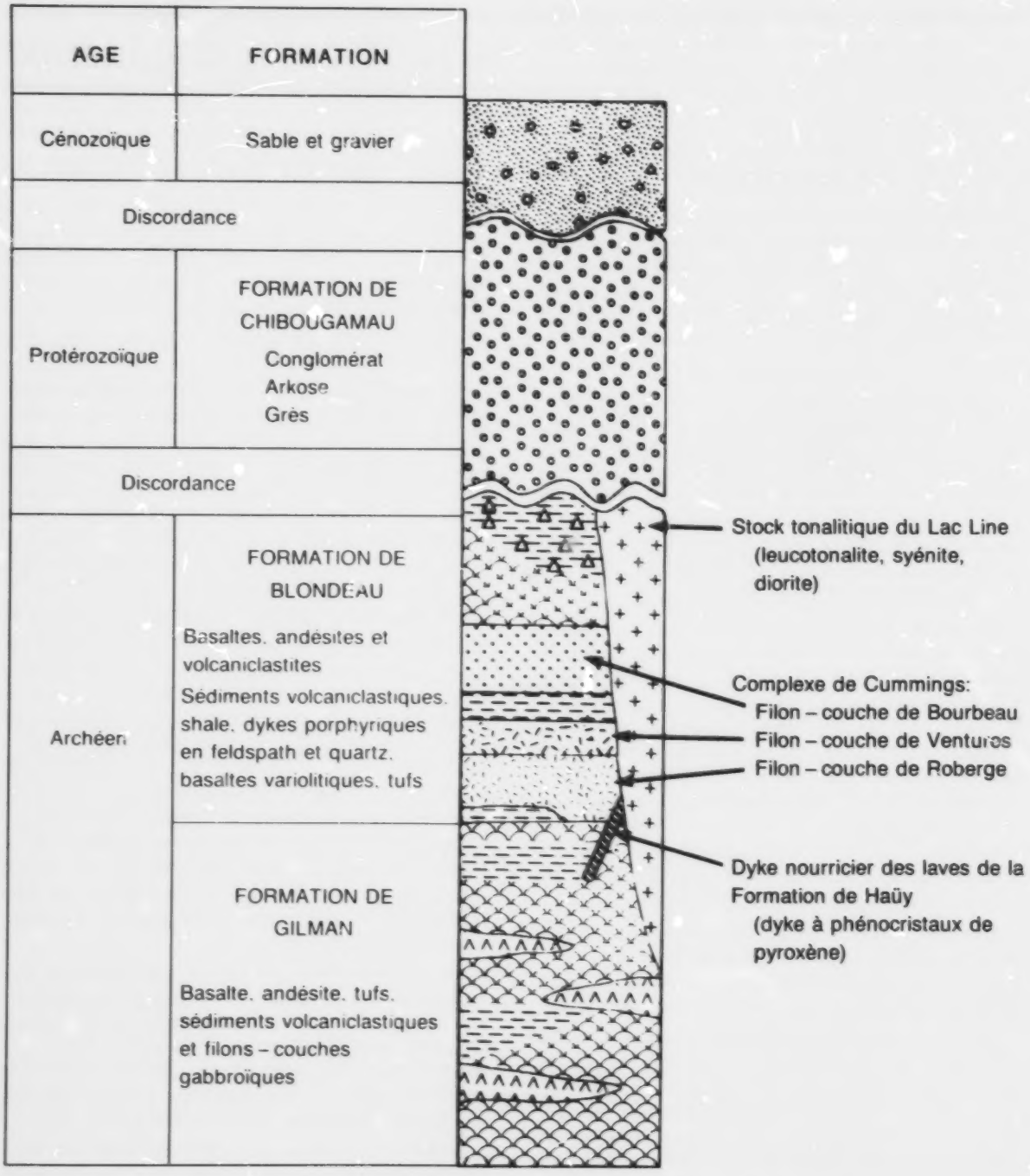

FIGURE 2 — Colonne stratigraphique simplifiée des régions du mont Bourbeau et du lac Berrigan.

1985). Les sédiments (figures 3 et 4) se composent le plus souvent de grès, siltstones, shales et pélites. Ces lithologies sont typiques de faciès distaux (Archer, 1983). Des horizons fragmentaires — tels ceux rencontrés dans les environs du mont Bourbeau — constitués de tufs à blocs et à lapilli, sont très peu fréquents. Des lentilles minéralisées stratiformes ne se rencontrent que de façon exceptionnelle. Les altérations (silicification, carbonatisation et chloritisation) sont de faible intensité, sauf dans le secteur du lac Berrigan (voir GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE) et à proximité de certaines failles orientées ENE et E-W.

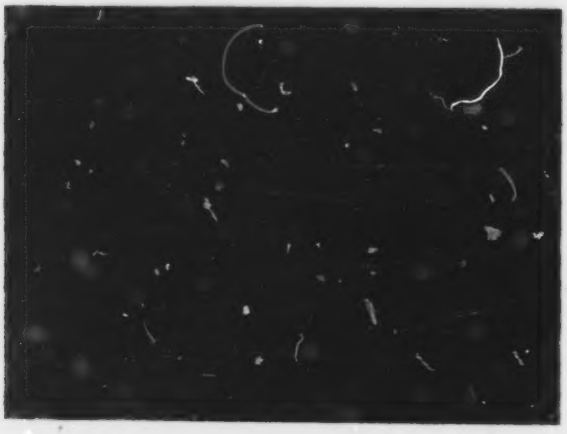

FIGURE 3 — Roche sédimentaire gréseuse contenant de nombreux clastes de shale disposés parallèlement au litage, indiqué par le crayon. Noter le fragment cherteux lité. Affleurement au nord du lac Berrigan.

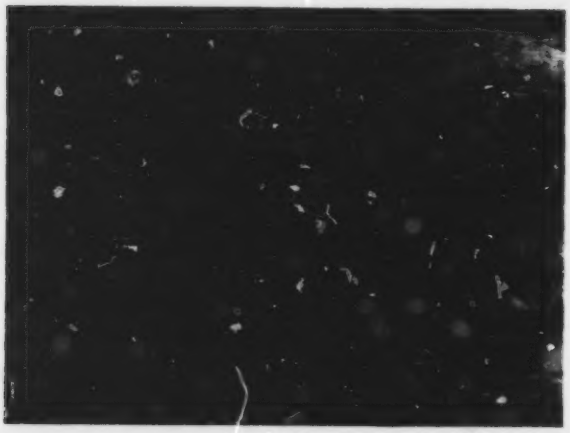

FIGURE 4 — Roche sédimentaire silteuse à gréseuse, finement litée, caractéristique de la Formation de Blondeau. Au sud du lac Larone.

Dans le coin NE de nos terrains, des laves basaltiques massives à intensément bréchifiées, localement variolitiques, affleurent de part et d'autre de la trace axiale du synclinal de Chibougamau (Duquette, 1976 et 1982). Au NW et à l'ouest du lac Antoinette se présentent des laves basaltiques similaires, parfois variolitiques, le plus souvent bréchifiées (figures 5 et 6). Les fragments de lave montrent couramment une bordure d'altération vert pâle. Ils mesurent 2 à 4 cm de largeur sur 5 à 10 cm de longueur. La matrice est à grain fin et de composition mafique; l'altération chloriteuse y est uniforme. Quelques minces lits tufacés, vert pâle à grisâtres, aphanitiques, de 0,1 à 1,5 m d'épaisseur, sont localement présents entre les coulées. Au nord du lac Antoinette, dans le prolongement de ces lithologies, certains lits de nature sédimentaire présentent un aspect plutôt silteux et massif, et sont affectés de très fortes chloritisations et silicifications. Ces lits recouvrent en quelques endroits

FIGURE 5 — Lobe partiellement détaché d'une coulée basaltique. La matrice est composée de fragments basaltiques plus petits. Formation de Blondeau.

FIGURE 6 — Bréchification intense au sommet d'une coulée basaltique massive.

les volcanites mafiques. On présume que la trace de la faille du lac Cummings (voir GÉOLOGIE STRUCTURALE) se trouve à moins d'une centaine de mètres au nord de ces lits.

Les laves basaltiques, tufs et sédiments sont orientés ENE à NE, avec des variations de pendage brusques du nord vers le sud, au NW du lac Antoinette et au nord du lac Elaine. Nous croyons que ceci traduit la présence de la trace axiale du synclinal de Chibougamau. Nous interprétons les coulées de laves très bréchifiées comme le prolongement ouest, à un même niveau stratigraphique, des coulées basaltiques massives et bréchifiées rencontrées dans l'angle NE de nos terrains.

Complexe de Cummings

FILON-COUCHE DE ROBERGE

Ce filon-couche n'affleure jamais de façon complète dans la région. Sa base ou son sommet sont régulièrement tronqués par des failles directionnelles. Il est, de plus, fortement magnétique (MRN, 1978). Nous avons d'ailleurs utilisé cette propriété pour tracer ses contacts en quelques endroits, notamment sur le flanc nord du synclinal de Chibougamau. Il a été couramment rapporté que le filon-couche est au contact des Formations de Gilman et de Blondeau (Duquette, 1976, 1982; Allard, 1976). Ce contact basal n'affleure pas sur nos terrains.

Le membre supérieur de ce filon-couche se compose d'une « péridotite poecilitique » (figures 7 et 8), fréquemment porphyrique. Des phénocristaux de clinopyroxène, ayant jusqu'à 25 mm d'arête, englobent des noyaux d'olivine totalement serpentinisée. Ils peuvent constituer de 10 à 40 % de la roche. La matrice est composée de petits cristaux de clinopyroxène ouralitisé, d'amphibole et de rares reliques d'olivine. On retrouve également dans ce membre supérieur une forte proportion de dunites, serpentinisées de façon variable, de couleur gris blanchâtre en affleurement (figures 9 et 10). Des pyroxénites vertes ne sont que très localement observées. Ces deux faciès se présentent principalement au nord du lac Berrigan; on les rencontre également au nord et au sud du lac Antoinette. Le litage magmatique est généralement mal développé dans cette partie supérieure. En certains endroits, des dykes d'aspect dunitique bréchifient les roches péridotitiques encaissantes (figure 11). Sur nos terrains, ce membre est d'une épaisseur minimum de 175-200 m.

Le membre inférieur du filon-couche est constitué d'une alternance relativement serrée de lits majoritairement pyroxénitiques à péridotitiques (figure 12), rarement dunitiques. Ces lits montrent des épaisseurs variables, qui dépassent rarement une dizaine de mètres. Les cristaux de pyroxène peuvent représenter jusqu'à 80 – 90 % de la roche. L'absence de continuité dans les affleurements ne permet pas d'établir une corrélation latérale des lits pris individuellement. Une telle corrélation est toutefois possible au niveau du membre inférieur pris dans son ensemble. On ne peut d'autre part estimer l'épaisseur réelle de ce membre, vu les nombreuses failles directionnelles qui l'affectent. Ces roches sont surtout retrouvées immédiatement au nord du lac Berrigan.

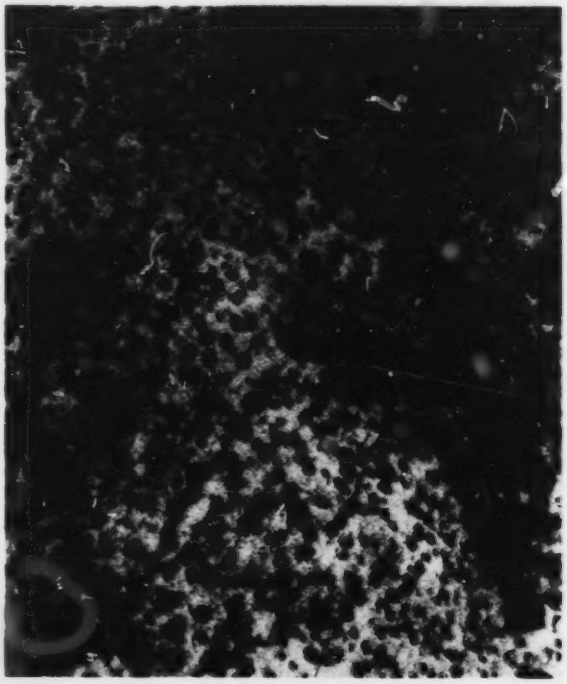

FIGURE 7 — Péridotite poecilitique du filon-couche de Roberge (membre supérieur). Par endroits, l'affleurement est constitué de dunite. Des phénocristaux de clinopyroxène poecilitique baignent dans une matrice à grains fins composée de cristaux d'olivine altérés en serpentine et en talc, de climopyroxène ouralitisé et d'amphibole. Au sud-ouest du lac Larone.

FIGURE 8 — Photomicrographie de la péridotite poecilitique de la figure 7. Un clinopyroxène (pâle) renferme des petits cristaux ovoïdes d'olivine serpentinisés (en fort relief). Lumière naturelle. 8X.

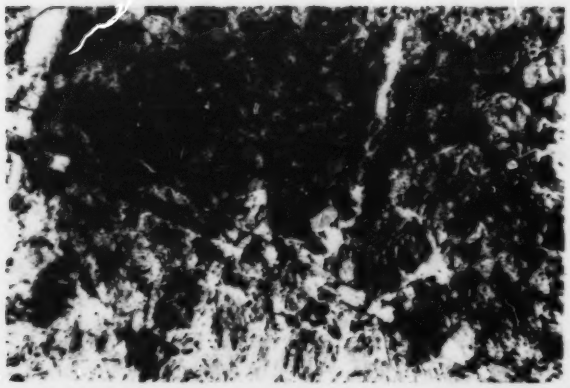

FIGURE 9 — Photomicrographie d'une dunite partiellement serpentinisée, provenant du membre supérieur du filon-couche de Roberge. Les cristaux d'olivine présentent une forme ovoïde caractéristique. Une mince veinule de carbonate recoupe la dunite. Affleurement au sud-ouest de lac Larone. Lumière naturelle. 8X.

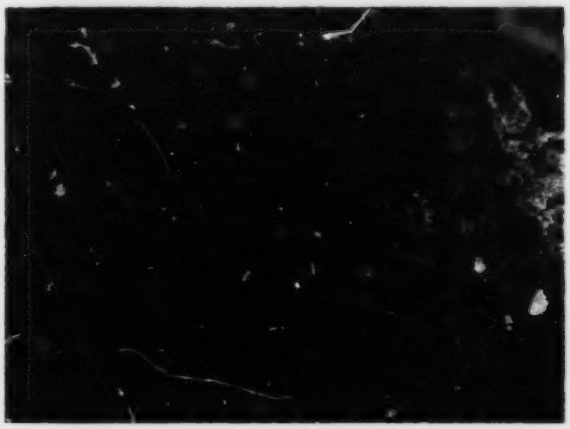

FIGURE 11 — Niveaux péridotitiques-dunitique (pâles) bréchifiant une péridotite poecilitique magnétique (foncée). Membre supérieur du filon-couche de Roberge. Affleurement au sud-ouest du lac Larone.

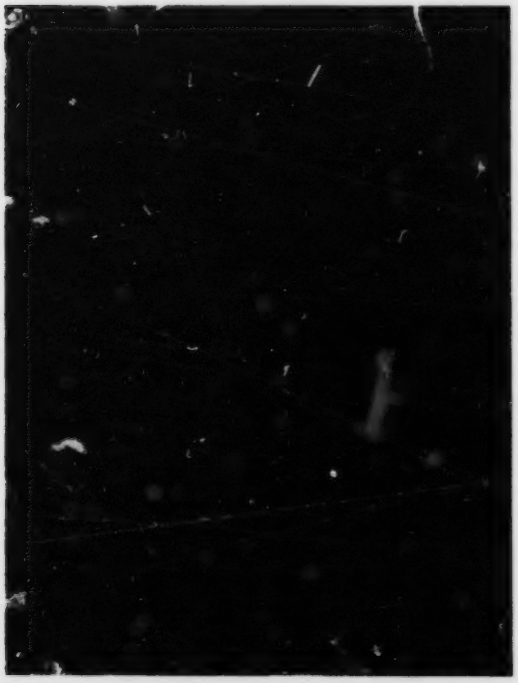

FIGURE 10 — Dunite montrant des phénocristaux de clinopyroxène poecilitique, en relief positif sur l'affleurement. Membre supérieur du filon-couche de Roberge. Au sud-ouest du lac Larone.

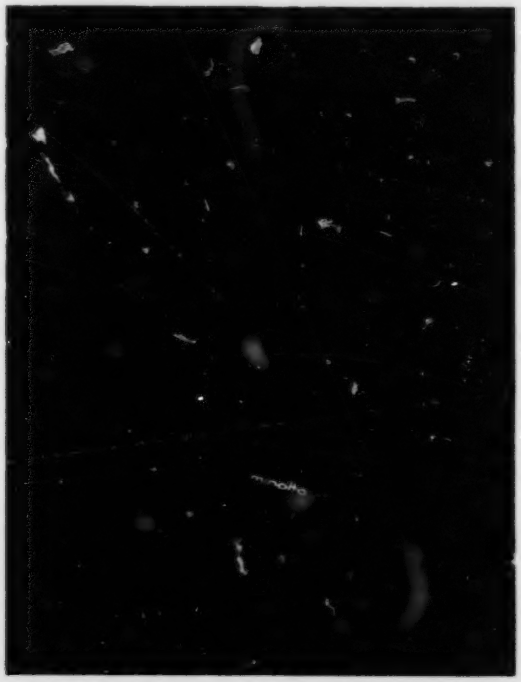

FIGURE 12 — Péridotite poecilitique montrant un litage magmatique bien développé, indiqué par la variation rapide, sur quelques millimètres, de la proportion de phénocristaux de clinopyroxène. Membre inférieur du filon-couche de Roberge. Affleurement en bordure nord du lac Berrigan.

De rares dykes pyroxénitiques à péridotitiques, noirâtres, de 2 à 4 m d'épaisseur, recoupent le membre inférieur à l'est du lac Berrigan. Ils indiquent que la mise en place du filon-couche a été marquée par des pulsations, dans ce secteur. Ces dykes ont des directions N-S à NNE et des pendages généralement subverticaux.

Ailleurs dans le district de Chibougamau, Poitras (1984) a donné une épaisseur totale de 440-450 m à ce filon-couche dans le canton du lac Barlow, à la limite des cantons de Barlow et de Cuvier. Ce chiffre représente pour nos terrains un maximum; un chiffre de 350-375 m est plus réaliste, compte tenu de la répétition des lithologies par des failles directionnelles et de l'épaisseur réduite dans notre région des trois filons-couches du Complexe de Cummings. La subdivision suggérée par Poitras (1984) du filon-couche de Roberge en deux membres, inférieur et supérieur, est d'autre part confirmée par

nos observations dans les régions du lac Berrigan et du mont Bourbeau (Pilote *et al.*, 1984; Pilote, 1986).

FILON-COUCHE DE VENTURES

La base de ce filon-couche se compose d'une pyroxénite verte grossière, localement magnétique, qui repose directement et de façon conforme sur la péridotite du filon-couche de Roberge. Le contact est souvent difficile à situer avec exactitude, vu l'alternance locale de ces lithologies sur de courtes distances (25 à 35 m). La pyroxénite (figure 13), généralement massive, a une puissance de 40 à 60 m. Elle ne contient que rarement des lits gabbroïques. Ceux-ci ont de 2 à 5 cm d'épaisseur.

Un gabbro à texture ophitique repose sur ce membre pyroxénitique. Une mince zone de 2 à 5 m de large, possédant une bonne foliation magmatique démontrée par l'allongement préférentiel des cristaux de plagioclase et d'amphibole, se signale fréquemment à la base de cette partie gabbroïque. Le gabbro ophitique présente une texture glomératoporphyrique, appelée de façon typique « gabbro de Ventures » (figure 14). Il s'agit d'un assemblage de cristaux d'amphibole et de pyroxène se disposant plus ou moins en rosettes au travers de cristaux de plagioclase. Ce membre a une épaisseur variant de 35 à 50 m.

Une roche granophyrique constitue la partie supérieure de ce filon-couche. Son épaisseur varie de 1 à 3 m. Elle est constituée, à plus de 55 %, de plagioclases idiomorphes, de 1 à 3 mm d'arête, et de rares phénocristaux d'amphibole et de quartz. Les plagioclases montrent en quelques endroits une texture myrmékitique. La matrice (35 % de la roche) est composée d'un mélange de plagioclase et de quartz. La présence de ce membre granophyrique est très variable latéralement.

Une roche granophyrique (figure 15), d'aspect similaire, injecte également, sous la forme de grands dykes

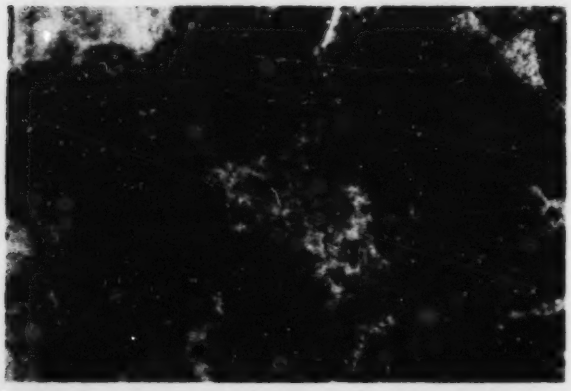

FIGURE 13 — Photomicrographie d'une pyroxénite verte massive du filon-couche de Ventures. Les clinopyroxènes sont faiblement ouralitisés. Au sud-ouest du lac Larone. Lumière naturelle. 8X.

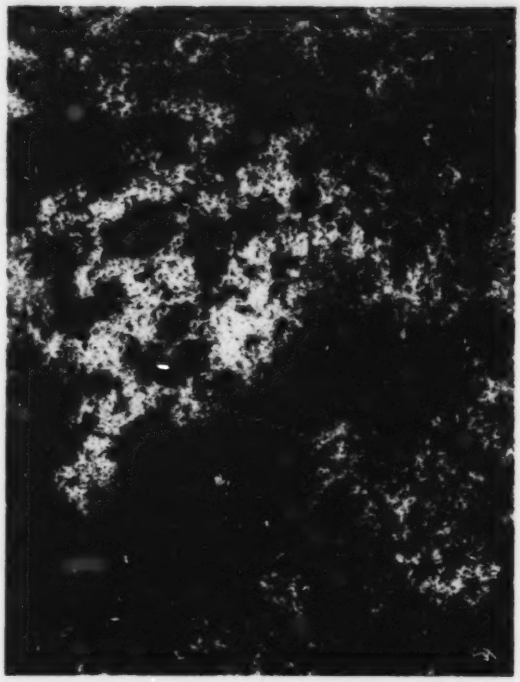

FIGURE 14 — Gabbro présentant une texture glomératoporphyrique, typique du filon-couche de Ventures. Au nord du lac Berrigan.

FIGURE 15 — Granophyre du filon-couche de Ventures. La roche se compose d'un assemblage de plagioclase albitisé (pâle), d'amphibole chloritisée et de quelques cristaux de quartz. Au nord-est du lac Berrigan. Lumière naturelle. 8X.

conformes de 30 à 50 m de large, la base du filon-couche de Roberge au sud-ouest du lac Larone. Smith et Allard (1960), qui ont bien reconnu ces dykes, leur ont attribué les noms de « métagabbro et métadiorite hybrides de bordure ». Des dykes similaires discordants sont intrusifs dans la pyroxénite verte du filon-couche de Ventures, au nord-est du lac Berrigan (voir carte).

L'épaisseur totale du filon-couche de Ventures varie de 80 à 110 m dans le secteur du lac Larone et au nord du lac Berrigan. Au nord et à l'ouest du lac Antoinette, elle diminue rapidement à moins de 100 m mais tous les faciès décrits précédemment y sont quand même observés.

FILON-COUCHE DE BOURBEAU

Ce filon-couche est séparé du filon-couche de Ventures par quelques strates de la Formation de Blondeau. Ces strates ont une puissance de 175 à 200 m au sud de lac Larone et de moins de 75 m au nord des lacs Antoinette et Elaine. Le filon-couche de Bourbeau se compose, de la base au sommet, d'une péridotite-dunite à une pyroxénite à bronzite (Allard, 1976; Duquette, 1976, 1982; Poitras, 1984), d'un leucogabbro et d'un ferrogabbro-ferrodiorite à quartz. Ce dernier faciès est souvent identifié sous le terme de terrain « mélanogabbro ». La péridotite-dunite de la base est locale (Pilote, 1986). L'épaisseur totale de ce filon-couche n'excède pas 550 m.

Dans la région du lac Berrigan la puissance du membre pyroxénitique basal varie de 35 à 50 m. Le membre affleure cependant de façon très discontinue, généralement à la base de grandes collines. Des levés magnétiques au sol permettent toutefois de le tracer très précisément. Ce membre se compose surtout d'un pyroxène ouralitisé et de rares reliques de phénocristaux ovoïdes d'olivine, totalement serpentinisée.

Le leucogabbro a une épaisseur allant de 200 à 250 m. Il consiste en un assemblage de pyroxènes reliques (40 à 50 %) ouralitisés en amphibole et chlorite, de plagioclases albitisés et saussuritisés (35 %), de quartz (1-3 %) et d'une matrice chloriteuse. La partie sommitale de ce membre présente, sur une trentaine de mètres, un très bon litage magmatique et constitue ainsi un excellent marqueur stratigraphique à l'intérieur même du filon-couche (figure 16). Les lits, dont la largeur varie de 2 à 3 cm, montrent une alternance de bandes riches en plagioclase et de bandes riches en amphibole chloritisée.

Le leucogabbro est brun verdâtre sur face altérée et blanc verdâtre sur cassure fraîche. Il contient fréquemment des lentilles gabbroïques de granulométrie grossière, disposées le plus souvent de façon conforme au litage magmatique, là où ce dernier peut être observé en affleurement. La composition de ces lentilles est globalement la même que celle du gabbro encaissant, sauf que le quartz est plus abondant (de 4 à 6 %).

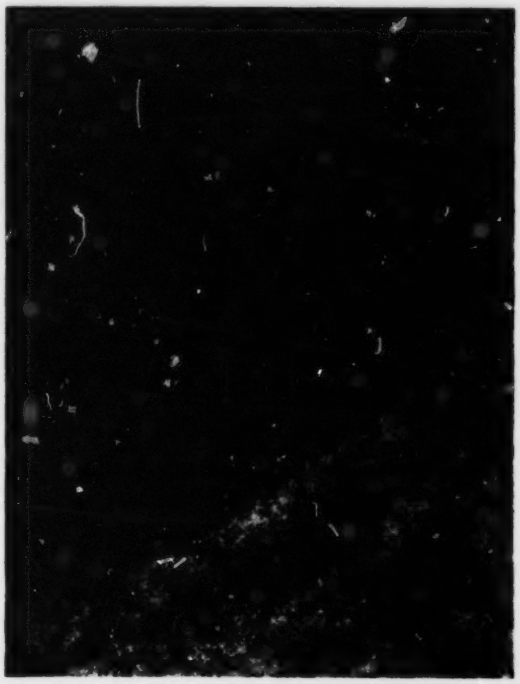

FIGURE 16 — Litage magmatique au sommet du leucogabbro du filon-couche de Bourbeau. Les lits consistent en une alternance de bandes riches en plagioclase et de bandes riches en amphibole chloritisée. Au nord-ouest du lac Berrigan.

La ferrodiorite (figure 17) a une puissance de 200 à 250 m. Elle se compose de plagioclases (40 à 45 %), d'amphiboles, de pyroxènes et de quartz. Elle est vert foncé sur face altérée et sur cassure fraîche. Des lentilles gabbroïques de granulométrie grossière sont fréquemment observées (figure 18).

FIGURE 17 — Ferrogabbro-ferrodiorite à quartz du filon-couche de Bourbeau. Au nord du lac Elaine.

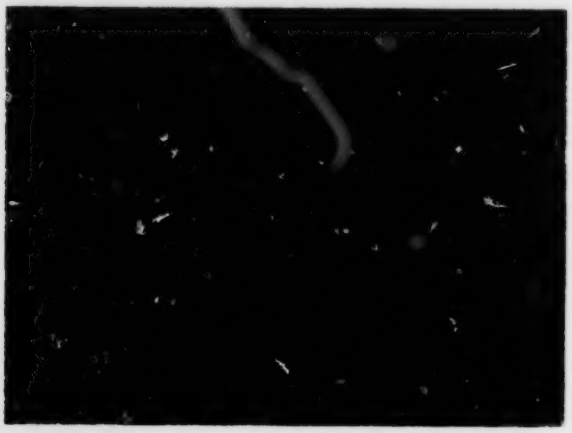

FIGURE 18 — Lentille « pegmatitique » de composition gabbroïque, constituée d'amphibole, de plagioclase et de quartz. Cette lentille est encaissée dans la partie supérieure de la ferrodiorite du filon-couche de Bourbeau. Au nord-ouest du lac Larone.

Dyke

Au sud du mont Bourbeau, à l'est de nos terrains, un dyke porphyrique à phénocristaux de pyroxène (Pilote *et al.*, 1984) recoupe les tufs mafiques et les sédiments de la Formation de Gilman. Un essai de corrélation a été fait avec les dykes nourriciers de laves de la Formation de Haüy. Des dykes similaires n'ont pas été observés dans la région étudiée.

Stock tonalitique du lac Line

Seuls deux affleurements, reliés peut-être à ce stock, ont pu être mis en évidence. On les trouve à l'ouest du lac Larone. Ces affleurements se composent d'une syénite porphyrique à phénocristaux d'amphibole et, localement, de tonalite, qui injectent la base du filon-couche de Bourbeau. Les contacts ne sont cependant pas exposés, ce qui empêche de connaître la géométrie de ce corps intrusif. Le stock se compose, dans la région du mont Bourbeau, d'un faciès tonalitique, d'un faciès syénitique et d'un faciès dioritique marginal de bordure (Pilote *et al.*, 1984; Pilote, 1986). Il n'y a pas d'indications de métamorphisme de contact prononcé dans les roches encaissantes.

Formation de Chibougamau

Trois lambeaux de roches sédimentaires protérozoïques, d'origine glaciaire (Barlow *et al.*, 1911; Retty, 1929; Mawdsley et Norman, 1935; Young, 1970; Long, 1974), reposent en discordance sur les roches archéennes. Ils sont constitués de conglomérats, d'arkoses et de grès. Ces roches se présentent toujours sur des reliefs topographiques élevés. Nous avons reporté, sans modification, sur notre carte la compilation que Smith et Allard (1960) ont faite de ces lambeaux.

Un premier lambeau, orienté NE-SW, se situe au sud du lac Berrigan. Son épaisseur varie de 60 à 80 m. À la base, se trouve un conglomérat qui repose sur les péridotites et dunites du filon-couche de Roberge. Ce conglomérat se compose de fragments, subanguleux à arrondis, de volcaniclastites variées et de granitoïdes ayant jusqu'à plusieurs dizaines de centimètres de diamètre. Il est surmonté d'une grauwacke. La bordure SE de ce lambeau est abrupte et laisse présumer une faille d'orientation NE-SW.

Un deuxième lambeau, qui forme une colline, se situe immédiatement en bordure ouest du lac Antoinette. Sa base (Mawdsley et Norman, 1935) est constituée d'une roche arkosique à grain fin, sans litage apparent, qui repose en discordance sur une dunite profondément altérée sur plus de 1 m d'épaisseur. L'amplitude des ondulations de la surface d'érosion fait moins de 2 m. Des grauwackes et des lits conglomératiques recouvrent cette roche arkosique. Le pendage des couches est en général inférieur à 10° (vers le SE). Ce lambeau atteint, de la discordance jusqu'au sommet de la colline, une puissance totale de plus de 180 m. Des failles ENE et [illegible] le bordent respectivement des côtés SE et est. Un levé bathymétrique a également révélé une importante dépression d'orientation NE-SW sous les eaux du lac Antoinette, le long de sa rive ouest (Krause, 1965).

À l'ouest du deuxième lambeau, affleurent des roches identifiées par Smith (1960) comme des dunites, des pyroxénites et un gabbro. Elles appartiennent vraisemblablement au filon-couche de Roberge. Ces roches sont bordées de chaque côté par des sédiments protérozoïques. Il s'agit peut-être d'une fenêtre, laquelle permettrait d'observer les lithologies archéennes sous-jacentes.

Un dernier lambeau se retrouve à l'ouest de lac Elaine; il se poursuit à l'ouest de notre carte dans le canton de Barlow (Gaucher, 1960). Il est composé d'un conglomérat de base sur lequel repose des arkoses. L'épaisseur totale des dépôts protérozoïques est inférieure ici à 80 m.

Plis

La trace axiale du synclinal de Chibougamau passe au coeur de nos terrains. Duquette (1976, 1982) l'a fait coïncider, dans l'angle NE de la région étudiée, avec la fermeture d'un niveau de lave bréchiforme. Nous avons prolongé cette trace vers l'ouest, à travers le filon-couche de Bourbeau. Nous interprétons également la prolongation de ce synclinal au nord du lac Antoinette.

Sur le flanc nord du synclinal de Chibougamau, les strates de la Formation de Blondeau se poursuivent sur une courte distance, accolées sur la bordure nord du filon-couche de Bourbeau. Ces strates s'appuieraient éventuellement, selon Duquette (1976, 1982), sur une faille directionnelle ENE. La faible épaisseur du filon-couche de Ventures (moins de 100 m) à quelques centaines de mètres au nord de lac Berrigan, suggère que celui-ci pourrait se retrouver également dans le nez du pli et même, sur une distance indéterminée, sur le flanc nord du synclinal.

Nous avons prolongé vers l'ouest, dans des basaltes fortement bréchiformes, la trace axiale du synclinal. Cette interprétation est appuyée sur le fait que cette unité montre des variations rapides de pendage et qu'elle est bordée sur ses deux côtés, au nord du lac Elaine, par la ferrodiorite du filon-couche de Bourbeau. La possibilité existe cependant que ces laves bréchiformes soient comprises en enclaves dans ce filon-couche.

Failles

INTRODUCTION

La région étudiée est affectée par plusieurs réseaux de failles d'âges distincts. Le tableau 1 présente notre modèle de travail pour cette région et celle du mont Bourbeau. La ceinture de cisaillement du lac Gwillim (Dimroth *et al.*, 1984) est la structure ductile majeure dans ce territoire et elle a fait sentir son influence sur toutes les parties de nos terrains (voir CEINTURE DE CISAILLEMENT DU LAC GWILLIM).

FAILLES SYNVOLCANIQUES

Un premier réseau de failles est orienté NNE et a été reconnu dans le secteur au nord du lac Berrigan. Il contrôle la configuration de certaines minéralisations du prospect Taché. Ce prospect est synvolcanique, d'après les résultats des analyses d'isotopes de Pb contenus dans la galène (Thorpe *et al.*, 1981 et 1984). Nous pouvons ainsi supposer qu'une partie au moins de ce réseau est également synvolcanique. Ce type de failles est recoupé ou délimité en extension par les autres cassures décrites ci-dessous. Ce style de failles sera étudié dans le chapitre traitant de la GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE.

FAILLES PRÉ- À SYNKÉNORÉENNES

Un second type de cassure est orienté E-W à ENE et a un pendage de 60 à 70° vers le nord. Il répète complè-

TABLEAU 1 – Chronologie relative des divers réseaux de failles, régions du lac Berrigan et du mont Bourbeau.

Type	Orientation	Décrochement apparent; amplitude	Âge relatif	Exemples d'emplacement
1	NNE	Senestre et dextre, de type effondrement (?); de 100 à 150 m	Synvolcanique	Au NNE du lac Berrigan
2	E-W à ENE	Mouvement inverse présumé; amplitude indéfinie	Pré- à synkénoréen	Faille du lac Cummings
3	NNE (R)	Senestre; 50 à 200 m		Affecte la région au complet
	NNW à NW (R')	Dextre; 100 à 200 m	Tardi-archéens et probablement tardi-kénoréens (Dimroth *et al.*, 1984)	Au sud du lac Gwillim (relativement rare)
	ENE à E-W (P)	Senestre; × 100 m		Sur le flanc sud du synclinal de Chibougamau (peu fréquent)
	NE à ENE (D)	Senestre; 2 à 3 km		Lac Gwillim
4	NNE à NE ENE	Dextre; 100 à 300 m Senestre (?), dernier mouvement inverse présumé	Post-tectoniques, protérozoïques Duquette, 1976 et 1982) (Dimroth *et al.*, 1984 et 1986)	En bordure des lambeaux protérozoïques, par exemple: rive ouest et décharge du lac Antoinette, bordure sud du lac Antoinette

NOTE: Chaque nouvel épisode est susceptible d'avoir réactivé certaines failles précédentes, d'orientations favorables.

tement les trois filons-couches du Complexe de Cummings sur le côté sud du synclinal de Chibougamau et ce, de la rive est du lac Larone jusqu'à la rive sud du lac Gwillim, qui marque en fait la trace de la faille Gwillim. Cette faille inverse se poursuit également du côté est vers le secteur du mont Bourbeau (Pilote *et al.*, 1984; Pilote, 1986). Elle met en contact le filon-couche de Roberge, du côté nord, et le filon-couche de Bourbeau, du côté sud. Le cisaillement est beaucoup plus intense du côté du filon-couche de Roberge, tel que constaté à l'ouest du lac Larone et au nord de lac Antoinette (figures 19 et 20). Ces caractéristiques suggèrent un mouvement de type inverse (Daigneault *et al.*, 1984), le bloc nord chevauchant le bloc sud. Ce chevauchement montre généralement sa trace dans le membre supérieur de composition dunitique, serpentinisé, du filon-couche de Roberge. Une structure similaire sur le mont Cummings, dans le canton de Roy, a été appelée « faille du synclinal de Chibougamau » (Allard et Cimon, 1972, *in* Allard, 1976) et ultérieurement « faille du lac Cummings » (Daigneault et Allard, 1984). Suite à l'hypothèse d'un prolongement de cette structure jusqu'au mont Bourbeau (Pilote, 1986) et jusqu'au nord du lac Antoinette, cette dernière appellation a été conservée.

FIGURE 19 — Trace de la faille du lac Cummings. Celle-ci affecte une dunite magnétique appartenant probablement au membre supérieur du filon-couche de Roberge. Affleurement à l'ouest du lac Larone.

FIGURE 20 — Trace de la faille du lac Cummings. Celle-ci fait accoler le filon-couche de Roberge (partie droite de la photo) au filon-couche de Bourbeau (sous la tête du marteau). Au nord du lac Antoinette.

Des failles inverses similaires mais d'extension moindre se retrouvent peut-être en d'autres endroits: le long de la rive nord du lac Berrigan; en bordure sud du filon-couche de Roberge, sur le flanc nord du synclinal de Chibougamau; et sous la plaine sablonneuse au SE du lac Gwillim. À ce dernier endroit, de telles failles avec des mouvements inverses, combinées éventuellement avec des plissotements mineurs associés à la formation du synclinal de Chibougamau, pourraient expliquer l'importante épaisseur apparente en surface (plus de 900 m) du filon-couche de Roberge. Quant à la faille du deuxième endroit, elle explique vraisemblablement les lacunes apparentes en surface du filon-couche de Ventures et des strates de la Formation de Blondeau.

CEINTURE DE CISAILLEMENT DU LAC GWILLIM

Les récents travaux de Dimroth *et al.* (1984) ont permis d'identifier la ceinture de cisaillement du lac Gwillim; celle-ci serait responsable, selon les hypothèses de travail présentées, de quatre grands réseaux de failles (tableau 1). Ces réseaux, d'âge tardi-archéen et probablement tardi-kénoréen, se seraient succédé à intervalles rapprochés. La phase de compression régionale qui les aurait créés était orientée NNE (010°). Ces failles ont été identifiées et regroupées suivant la terminologie utilisée par Tchalenko (1968): les cisaillements de Riedel (R), orientés NNE; les cisaillements de Riedel conjugués (R'), orientés NNW à NW; les cisaillements chevauchants (P), orientés ENE à E-W; et le cisaillement principal (D), orienté NE à ENE. Les données recueillies dans la région étudiée et dans celle du mont Bourbeau (Pilote *et al.*, 1984; Pilote, 1986) concordent d'une manière significative avec l'orientation et la distribution de ces différents réseaux de failles. Certaines failles ont été réactivées lors d'un événement d'âge protérozoïque.

Le réseau NNE (R) est le mieux développé de tous. Il est présent sur toute l'étendue des terrains cartographiés. Les décrochements apparents horizontaux sont senestres, variant de 50 à rarement plus de 200 m. Ces failles ont une extension qui atteint souvent, par contre, l'échelle kilométrique. Elles recoupent la trace axiale du synclinal de Chibougamau et la faille du lac Cummings, ce qui signale le caractère précoce de ces structures, orientées E-W à ENE. Des cassures NNE (R) ont de plus réactivé certaines failles NNE précoces, synvolcaniques, dans le secteur du lac Berrigan (Landry, 1984; Pilote *et al.*, 1984).

Les failles orientées NNW à NW (R') sont plutôt rares. Elles se retrouvent principalement au sud du lac Gwillim et au nord du lac Berrigan. Leurs décrochements apparents sont dextres et inférieurs à 200 m. La faible extension de ces failles ne permet généralement pas de les représenter sur la carte.

Les failles ENE (P) sont également rares. Elles ont peut-être été confondues avec certaines failles plus tardives, protérozoïques, qui les auraient réactivées ou encore avec certaines failles inverses plus anciennes, d'extension mineure, décrites précédemment.

La faille du lac Gwillim (D), orientée NE, est la manifestation principale de cette ceinture de cisaillement (Dimroth *et al.*, 1984). Les schistosités et stratifications, globalement orientées E-W dans la région du mont Bourbeau, sont graduellement entraînées vers le SW, plusieurs kilomètres avant d'atteindre la trace de cette faille. Le décrochement apparent horizontal est senestre et légèrement inférieur à 3 km, ce qui est basé sur la position de la trace axiale du synclinal de Chibougamau (Dimroth *et al.*, 1984). Une faille d'orientation similaire est parallèle à la rive est du lac Elaine. Les fractures en bordure de ces deux failles sont inclinées à 80-85° vers le SE.

FAILLES POST-TECTONIQUES

Les deux derniers réseaux, NNE à NE et ENE, recoupent les sédiments protérozoïques, ce qui leur confère pour le moins un âge relatif similaire. En bordure sud du lac Antoinette, une faille d'extension régionale, orientée ENE, borde du côté sud les trois lambeaux décrits précédemment. Nous pouvons la suivre sur plus de 10 km. Elle se retrouve au-delà du lac Elaine, du côté ouest, et jusqu'au SE du mont Bourbeau, du côté est (Pilote *et al.*, 1984). Son pendage est de 60 à 70° vers le nord dans ce dernier secteur (Graham, 1967). Un synclinal mineur se retrouve en bordure sud de cette faille, dans la partie centrale-sud de nos terrains. Il s'agit peut-être d'un pli d'entraînement local le long de cette cassure majeure. La composante horizontale du décrochement serait ainsi senestre. Un mouvement de type normal, le long de cette cassure, est également nécessaire (le bloc nord s'abaissant par rapport au bloc sud) pour expliquer la présence de ces sédiments.

Par contre, la configuration topographique actuelle, avec les sédiments reposant en fort relief positif le long d'une série de collines, exige un ou des mouvements tectoniques, de type inverse, encore plus tardifs. Nous désignons cette cassure ENE par « faille du lac North » (Pilote, 1986). Dans le secteur du lac Antoinette, Duquette (1976, 1982) l'avait déjà identifiée sous le nom de faille du filon-couche de Roberge; il a également suggéré un mouvement post-tectonique le long de cette faille, en raison de la présence de sédiments protérozoïques, et une réactivation possible de celle-ci, d'âge plus précoce.

Des failles NNE bordent le côté est des lambeaux protérozoïques en trois endroits: au sud du lac Berrigan; à l'ouest du lac Antoinette; et à l'est du lac Elaine. Les décrochements horizontaux sont de non discernables, faute d'horizons-repères, à faiblement senestres. Par contre, une faille de même orientation, qui occupe la décharge du lac Antoinette, montre un décrochement apparent dextre, déduit de l'emplacement du filon-couche de Ventures de part et d'autre de la décharge. Les failles NNE d'âge antérieur sont également susceptibles d'avoir été réactivées lors de ces mouvements protérozoïques.

Introduction

Les terrains étudiés comprennent plusieurs indices minéralisés répartis dans différentes roches hôtes. Ces indices possèdent des configurations stratiformes ou filoniennes. Pour leurs descriptions, nous avons ajouté à nos observations des informations tirées des rapports des différents rapports statutaires qui ont semblé les plus pertinents.

Minéralisations stratiformes

Il s'agit de lentilles et d'amas volcanogènes, généralement stratiformes, qui prennent place dans la Formation de Blondeau. Ces minéralisations se composent majoritairement de pyrite et de pyrrhotine avec, très localement, de la chalcopyrite et de la sphalérite. Leur épaisseur n'excède pas l'échelle millimétrique à centimétrique et leurs extensions latérales ne dépassent pas 4 m. Ce type de minéralisation est rare. On le retrouve en quelques endroits au sud et au SW du lac Larone, dans des niveaux cherteux et/ou graphiteux (voir, sur la carte géologique, le médaillon à l'échelle de 1:5000). Carignan *et al.* (1984) ont étudié des minéralisations stratiformes similaires dans la coupe stratigraphique du lac Barlow. Ils ont établi pour celles-ci un âge synvolcanique et une nature resédimentée.

Des minéralisations de ce type, plus riches en chalcopyrite et sphalérite, sont beaucoup plus fréquentes dans la région du mont Bourbeau, à l'est de nos terrains. Là, les volcaniclastites présentent des faciès beaucoup plus proximaux (Pilote *et al.*, 1984; Pilote, 1986).

Minéralisations filoniennes

FORMATION DE BLONDEAU

Mattagami Lake Exploration Ltd.

Dans la partie centrale-nord de notre carte, sur le flanc nord du synclinal de Chibougamau, la compagnie Mattagami Lake Exploration Ltd. détient un important groupe de propriétés. Celles-ci couvrent notamment le contact basal du filon-couche de Roberge; ce contact a été déduit des résultats de différents levés aéromagnétiques. Les dépôts quaternaires (25 à 30 m d'épaisseur) masquent les roches qui bordent le côté nord de ce filon-couche.

En 1982, Mattagami Lake Exploration Ltd. a soumis les résultats d'une campagne de forage (trous de la série MOP 2), exécutée suite à un levé géophysique. Le forage MOP 2-3 a donné 7,2 g/t Au et 4,5 g/t Ag sur 1,2 m dans des amas pyriteux. Les teneurs maximales atteignent 22 g/t Au et 27 g/t Ag sur 0,2 m. De faibles valeurs en sphalérite ont été signalées ici et là. Les journaux de sondage décrivent la roche comme étant porphyrique en quartz (jusqu'à 5 %) et en feldspath. La possibilté d'une corrélation positive entre l'or et la pyrite a été soulignée.

Les forages MOP 2-1, 2-6 et 2-4 ont également recoupé cette roche porphyrique, qui est intercalée de minces bandes de tufs et sédiments graphiteux localement lités. Il est fort probable que la base du filon-couche de Roberge est en contact avec la partie supérieure de la Formation de Gilman ou avec la partie inférieure de la Formation de Blondeau. Vu que nous n'avons pas examiné les carottes de forage, nous ne pouvons que spéculer sur la nature de cette roche porphyrique. Celle-ci pourrait être une lave intermédiaire à felsique ou un filon-couche gabbroïque de la Formation de Gilman contenant des phénocristaux de quartz. Étant donné que les journaux de sondage ne rapportent pas de laves mafiques, les lithologies présentes — laves felsiques (ou filon-couche gabbroïque?) et tufs — appartiennent probablement à la base de la Formation de Blondeau.

Les levés géophysiques (Mattagami Lake Exploration Ltd., 1982) ont indiqué des conducteurs minéralisés discontinus et subparallèles à l'attitude globale du filon-couche de Roberge et de la faille majeure ENE située à quelque 400 m au sud des forages précités. Le forage MOP 2-4 a recoupé à sa toute fin la base du filon-couche de Roberge.

SDBJ

Tout près de la trace axiale du synclinal de Chibougamau, au NW du lac Antoinette, la société SDBJ a rapporté, en 1980, la présence de veines minéralisées en bornite (SDBJ, 1981). Ces veines ont apparemment été observées dans une rhyolite. Nos travaux dans ce secteur n'ont pas permis de les retrouver. Les roches rencontrées dans ce secteur sont des coulées basaltiques massives à intensément bréchiformes ou de minces niveaux de sédiments et de tufs intermédiaires à grain fin, modérément à fortement silicifiés et bréchifiés. Ces sédiments et tufs ont peut-être été confondus avec la rhyolite. La faille du lac Cummings les borde du côté nord.

FILON-COUCHE DE ROBERGE

Yorbeau

Dans le coin SE du lac Antoinette, des veines ou amas minéralisés contiennent de la chalcopyrite, de l'or, de la

bornite et de la malachite imprégnés de carbonates et de quartz. Ces structures sont, en surface, globalement concordantes avec la stratigraphie. La compagnie Yorbeau (Krause, 1965; MRN, 1977) a rapporté des teneurs de 1,54 g/t Au et 19,8 % Cu sur une longueur non spécifiée. Ces veines et amas n'excèdent pas 10 m en longueur. Ils occupent une zone de cisaillement orientée ENE, encaissée dans une dunite serpentinisée appartenant au filon-couche de Roberge. La trace de la faille du lac North passe immédiatement au nord de ces minéralisations.

Prospect Taché

Ce prospect se compose de deux zones principales, appelées Zone Nord et Zone Sud (ou Zone Berrigan), qui se situent respectivement au nord et au nord-est du lac Berrigan. Celles-ci sont encaissées dans les faciès ultramafiques du filon-couche de Roberge. Nos travaux de cartographie ont porté plus particulièrement sur la Zone Nord.

Ces indices minéralisés ont été découverts en 1929 par deux prospecteurs, D. Berrigan et L. Larone. Cominco a pris ces terrains sous option en 1930 et a procédé aux premiers travaux d'exploration: décapage, échantillonnage et forage. O'Leary Malartic Mines Ltd. en a pris possession en 1944. Entre 1947 et 1948, c'était au tour de Noranda de procéder à une importante campagne de forage. En 1951, Taché Lake Mines Ltd. a pris les terrains sans option. Cette compagnie a exécuté divers travaux géophysiques et plusieurs importantes campagnes de forage (au moins 16 500 m, de 1951 à 1968). En 1969, elle a creusé une galerie à flanc de coteau de 70 m de long et deux travers-bancs de 30 à 37 m chacun dans le but d'étudier les minéralisations contenues dans la Zone Nord (Bidgood, 1969). En 1971, Canadian Merrill a pris possession des terrains. En 1980, Francana Oil and Gas Ltd. en a pris la charge et a mené récemment, en association avec les Mines Camchib Inc., différents travaux d'exploration: forages et prolongement (en 1981) de la galerie d'exploration commencée en 1969.

Zone Nord

Cette zone est la plus intéressante au point de vue économique. Elle se situe à environ 200 m au nord du lac Berrigan, dans les péridotites et pyroxénites du filon-couche de Roberge. Les minéralisations se composent de filonnets et brèches de sphalérite, pyrrhotine, galène, arsénopyrite, chalcopyrite avec plus ou moins de pyrite; les teneurs en argent et en or sont significatives. Elles occupent des fractures orientées NNE à NE (010° à 040°). Les pendages vont de subverticaux à 45° vers le NW. Le filon-couche de Roberge est, pour sa part, orienté ENE et son pendage est abrupt vers le nord (Bidgood, 1969; Pilote, 1984). La faille du lac Cummings, située à une centaine de mètres au nord de l'entrée de la galerie d'exploration, explique la répétition de ce filon-couche.

Les pyroxénites et péridotites alternent de façon rapide, depuis le sommet d'une colline au sud de l'entrée de la galerie d'exploration jusqu'à la rive nord du lac Berrigan. Près de l'entrée, les roches consistent en des dunites massives, serpentinisées de façon variable. Cette configuration appuie l'hypothèse que les minéralisations de la Zone Nord occupent une position entre le milieu et la fin de la partie supérieure de la zone werhlite-dunite-pyroxénite, elle-même représentative du membre inférieur du filon-couche de Roberge (Poitras, 1984). L'alternance rapide et variable de la pyroxénite et de la péridotite dans cette zone rend toute corrélation latérale relativement laborieuse. De plus la zone est affectée par différents réseaux de failles d'orientations diverses. On peut ainsi facilement comprendre les difficultés qu'ont rencontrées, lors de l'établissement d'horizons-repères et de corrélations stratigraphiques fiables, bon nombre de géologues qui ont travaillé dans ce secteur, soit dans des travaux de cartographie à différentes échelles, soit dans l'étude de sections de forage comportant leur propre nomenclature.

Landry (1984) a procédé, dans le cadre de nos travaux, à des études minéragraphiques et structurales sur une série de tranchées immédiatement au-dessus de la galerie d'exploration (figure 21), lesquelles contiennent des minéralisations très représentatives de celles rencontrées dans ce secteur (tableaux 2 et 3). Une partie des observations qui suivent est tirée de ses études. Cette zone d'affleurements se situe à l'intérieur d'une séquence de pyroxénites et de péridotites carbonatisées et silicifiées selon des intensités variables, à environ 85 m au sud de l'entrée de la galerie d'exploration.

La pyroxénite encaissant la minéralisation (figure 21) est intensément bréchifiée le long d'un « corridor », légèrement ondulant en direction, et d'une largeur de 3 à 5 m au maximum. Les filonnets minéralisés, de 3 mm à 4 cm d'épaisseur, ont comblé ces cassures, donnant ainsi en affleurement l'impression de se subdiviser en plusieurs embranchements qui se recoupent ici et là (figures 22, 23, 24 et 25); ceci témoigne également du caractère pulsatif des épisodes minéralisateurs. Certains filonnets enveloppent parfois complètement des fragments de pyroxénite de taille considérable (de 2 à 3 m de diamètre). Le pendage général de ce corridor (de 45° à 90° vers le nord-ouest) est encore la mesure la plus fiable de l'attitude des structures minéralisées. Une telle zone minéralisée recoupée par un forage pourrait donc montrer plusieurs sens de pendage apparents possibles, parfois divergents, selon l'importance et l'attitude locale des différents filonnets. On peut donc facilement imaginer que ceci complique la détermination du pendage réel des filonnets minéralisés soit en surface, soit dans la galerie d'exploration, soit dans les coupes de forage ou jusque dans leur prolongement en profondeur.

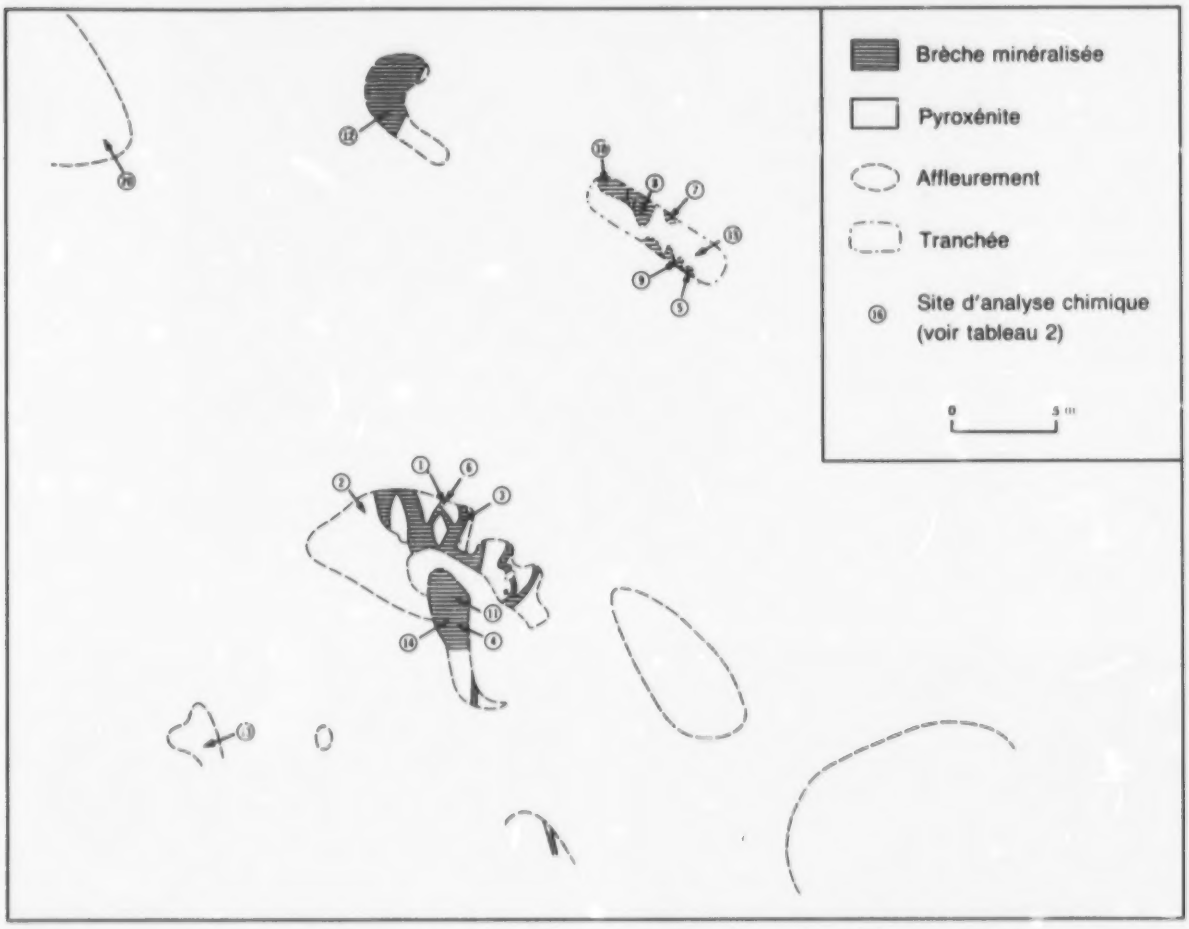

FIGURE 21 — Configuration des minéralisations bréchiformes de la Zone Nord du prospect Taché. D'après Landry (1984), modifiée.
NOTE: Les résultats d'analyse pour les échantillons 2, 13, 14, 15 et 20 sont donnés en annexe, ceux des échantillons 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, au tableau 2.

TABLEAU 2 – Résultats d'analyse (éléments mineurs) d'échantillons de la Zone Nord. La roche échantillonnée est une pyroxénite minéralisée des zones bréchiques.

Localisation sur la figure 21	1	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Cu (ppm)*	480	250	990	940	410	320	610	0,11 %	450	240	620
Zn (%)	6,37	4,60	7,73	23,9	12,7	15,2	4,3	10,5	22,3	2,66	12,5
Pb (%)	3,46	0,29	2,42	15,4	3,97	3,68	2,12	3,20	4,45	0,58	0,95
Ni (ppm)	320	250	350	250	270	400	460	550	490	390	180
Co (ppm)	36	71	41	—	40	36	60	89	54	54	39
Cr (%)	0,25	0,057	0,19	0,08	0,10	0,05	0,32	0,03	0,15	0,29	0,12
Sn (ppm)	4	6	7	—	8	8	6	11	9	4	14
As (%)	0,24	7,00	0,25	11,0	5,12	0,82	0,09	0,65	0,30	0,11	7,41
V (ppm)	—	28	72	—	—	—	88	6	—	—	34
Mo (ppm)	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Au	250 (ppb)	5,0 (g/t)	500 (ppb)	107 (ppb)	5,2 (g/t)	8,3 (g/t)	1,4 (g/t)	5,3 (g/t)	4,8 (g/t)	220 (ppb)	<4,6 (g/t)
Ag (g/t)	47	14	30	380	120	77	34	71	56	9,8	41

* Sauf pour l'échantillon 9, qui est en %

TABLEAU 3 – Résultats d'analyse (éléments mineurs) d'échantillons de la Zone Nord

Localisation sur la figure 28*	16	17	18	19
Cu (%)	0,37	0,16	0,057	0,06
Zn (%)	28,4	33,4	0,58	25,6
Pb (%)	0,20	0,44	0,08	0,044
Ni (ppm)	110	48	380	290
Co (ppm)	—	—	28	—
Cr (ppm)	19	16	2600	1100
V (ppm)	—	—	—	—
Sn (ppm)	—	—	2	—
As (ppm)	2100	340	225	11
Mo (ppm)	—	—	—	—
Au	2,3 (g/t)	930 (ppb)	110 (ppb)	17,8 (g/t)
Ag (g/t)	27	32	5,8	35

* Sauf pour l'échantillon 16, localisé sur la carte géologique et prélevé à l'est du lac Berrigan.

16 : Granophyre du filon-couche de Ventures, contenant des filonnets de sphalérite et de pyrrhotine.

17,19: Pyroxénite verte du filon-couche de Roberge, contenant des filonnets de sphalérite et de pyrrhotine.

18 : Pyroxénite noire du filon-couche de Roberge, contenant des veinules de sphalérite et de pyrrhotine.

FIGURE 22 — Veines minéralisées bréchifiant la pyroxénite verte encaissante du filon-couche de Roberge. Zone Nord, prospect Taché.

Les filonnets minéralisés consistent en un matériel bréchique qui se compose de fragments silicifiés de l'encaissant, recoupés à l'occasion par de minces veinules de quartz et enrobés par des bandes de sulfures et de quartz d'épaisseurs variables (figure 25), généralement inférieures à 2 cm. La silicification des fragments pyroxénitiques et péridotitiques est parfois si intense que ceux-ci ont parfois été identifiés, à tort, dans le passé comme des fragments cherteux (Brett, 1959, 1960). La partie centrale des filonnets est marquée par une forte bréchification tandis que les bordures montrent plutôt un caractère rubané, démontré par la disposition préférentielle du quartz, de la pyrrhotine et de l'arsénopyrite. La pyrrhotine et la sphalérite représentent couramment plus de 75 % de la composition des filonnets. Ordinairement, la sphalérite et le quartz se retrouvent en bordure et la pyrrhotine dans la partie centrale.

Les plages de pyrrhotine (de 0,2 à 0,5 mm de diamètre) sont de formes variables; elles sont composées de grains idiomorphes à xénomorphes et sont allongées parallèlement aux bordures des filons. La pyrrhotine se retrouve également sous forme disséminée dans les fragments silicifiés et dans les épontes.

L'arsénopyrite est présente sous forme de porphyroblastes fragmentés, de 2 à 3 mm d'arête, disposés généralement de façon linéaire dans les plages de sphalérite ou en bordure de celles-ci, en contact avec un carbonate ou avec la pyrrhotine.

La galène, en grains idiomorphes de 0,1 mm ou moins d'arête, ne représente pas plus que 6 ou 7 % des sulfures présents. Il n'existe pas d'association préférentielle, spatiale ou minéralogique, entre la galène et les autres phases sulfurées.

La chalcopyrite ne constitue qu'une phase mineure dans les assemblages sulfurés observés. Elle se retrouve le plus souvent en inclusions dans les grains de sphalérite, dans les interstices entre ces mêmes grains ou en association, par bordures mutuelles, avec la pyrrhotine.

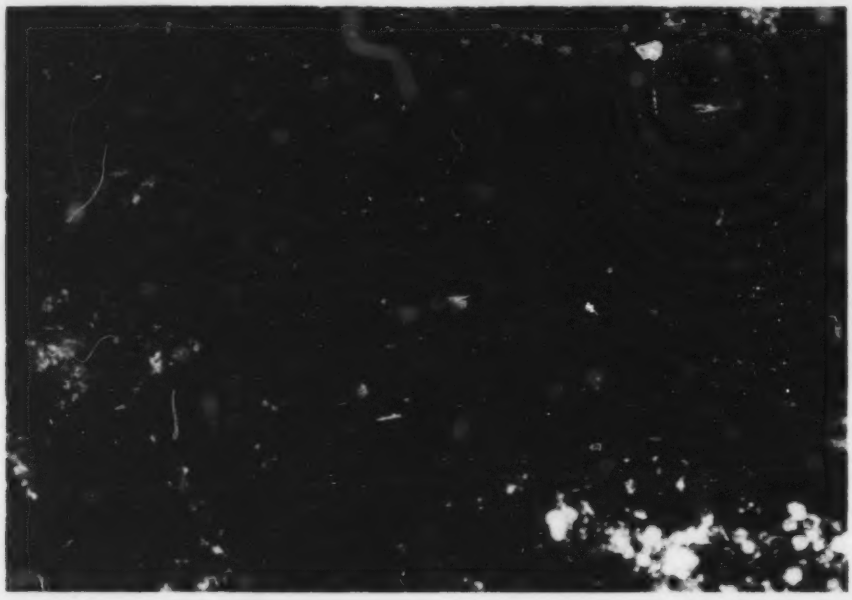

FIGURE 23 — Détail des minéralisations de la figure 22.

FIGURE 24 — Filonnet minéralisé en pyrrhotine, sphalérite et arsénopyrite, qui recoupe une zone bréchique préexistante, ce qui démontre le caractère pulsatif des minéralisations. Zone Nord, prospect Taché.

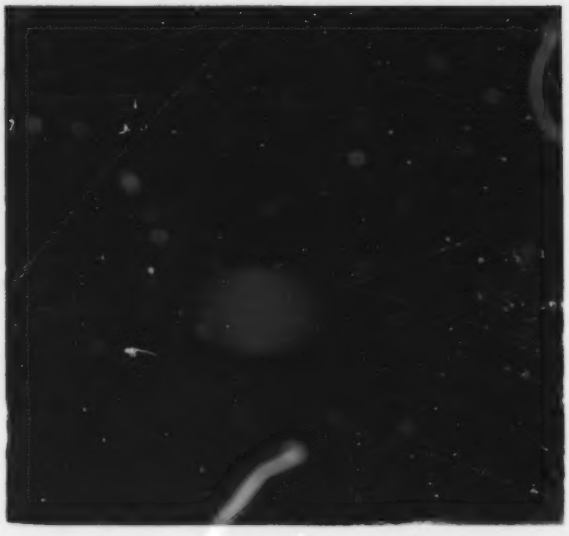

FIGURE 25 — Filonnets minéralisés en sphalérite et pyrrhotine, bréchifiant une pyroxénite fortement silicifiée. Zone Nord, prospect Taché. Noter la bordure silificiée, noirâtre, qui enrobe chaque fragment pyroxénitique. Dans le coin inférieur droit de la photo, noter l'arsénopyrite qui entoure complètement un fragment pyroxénitique.

La pyrite occupe la partie centrale bréchifiée des filonnets. Sa quantité atteint exceptionnellement 40 % mais varie généralement entre 0 et 5 %. Elle se présente en plages fracturées de 1,5 mm d'arête; elle est associée à la gangue et contient de fréquentes inclusions de sphalérite.

L'or n'a été reconnu qu'en de rares occasions et toujours dans la partie centrale bréchifiée des filons. Il a été observé en plages xénomorphes d'environ 0,05 mm de diamètre, dans les interstices des assemblages sphalérite-arsénopyrite et galène-gangue.

Tous les sulfures montrent, là où ils se retrouvent dans la partie bréchifiée des filons, des textures de déformation, de recristallisation et de rééquilibration. Ainsi, la pyrrhotine et la sphalérite exhibent une texture granoblastique (figure 26). Tous les sulfures présentent également, de façon courante, des points triples. Les sulfures au comportement plus fragile, tels l'arsénopyrite et la pyrite, ont fréquemment leurs fractures comblées par les autres

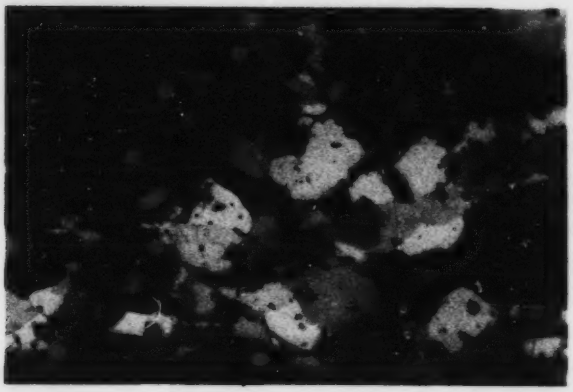

FIGURE 26 — Photomicrographie illustrant la texture granoblastique exhibée par la pyrrhotine (pâle) et la sphalérite (foncée). Lumière réfléchie. Nicols partiellement croisés.

sulfures voisins, soit ordinairement par la sphalérite et la pyrrhotine. La séquence des phases de fracturation et de minéralisation est donnée à la figure 27.

Les épontes sont fortement carbonatisées. La silicification est cependant restreinte à la zone minéralisée et à une mince zone de bordure de moins de 0,5 m de large dans les roches encaissantes. À une vingtaine de mètres des filons (figure 21), la pyroxénite reste encore affectée par la carbonatisation (voir annexe). L'ouralitisation des pyroxènes est totale mais les formes reliques demeurent reconnaissables.

En 1977, les réserves prouvées atteignaient 346 000 t à 7,5 % Zn, 34,1 g/t Ag et 7,5 g/t Au (MRN, 1977).

À environ 400 m au NNE du lac Berrigan, au sud du sentier qui longe un ruisseau, des dykes gabbroïques granophyriques correspondant aux roches granophyriques du filon-couche de Ventures se sont introduits dans les pyroxénites et péridotites du filon-couche de Roberge (figures 15 et 28). Ces dykes sont eux-mêmes orientés NNE et généralement subverticaux. Ils sont fort probablement contemporains de la mise en place des filons-couches. Leur orientation, NNE, est également subparallèle aux filonnets minéralisés. Leurs contacts avec les pyroxénites vertes encaissantes sont parfois cisaillés (fi-

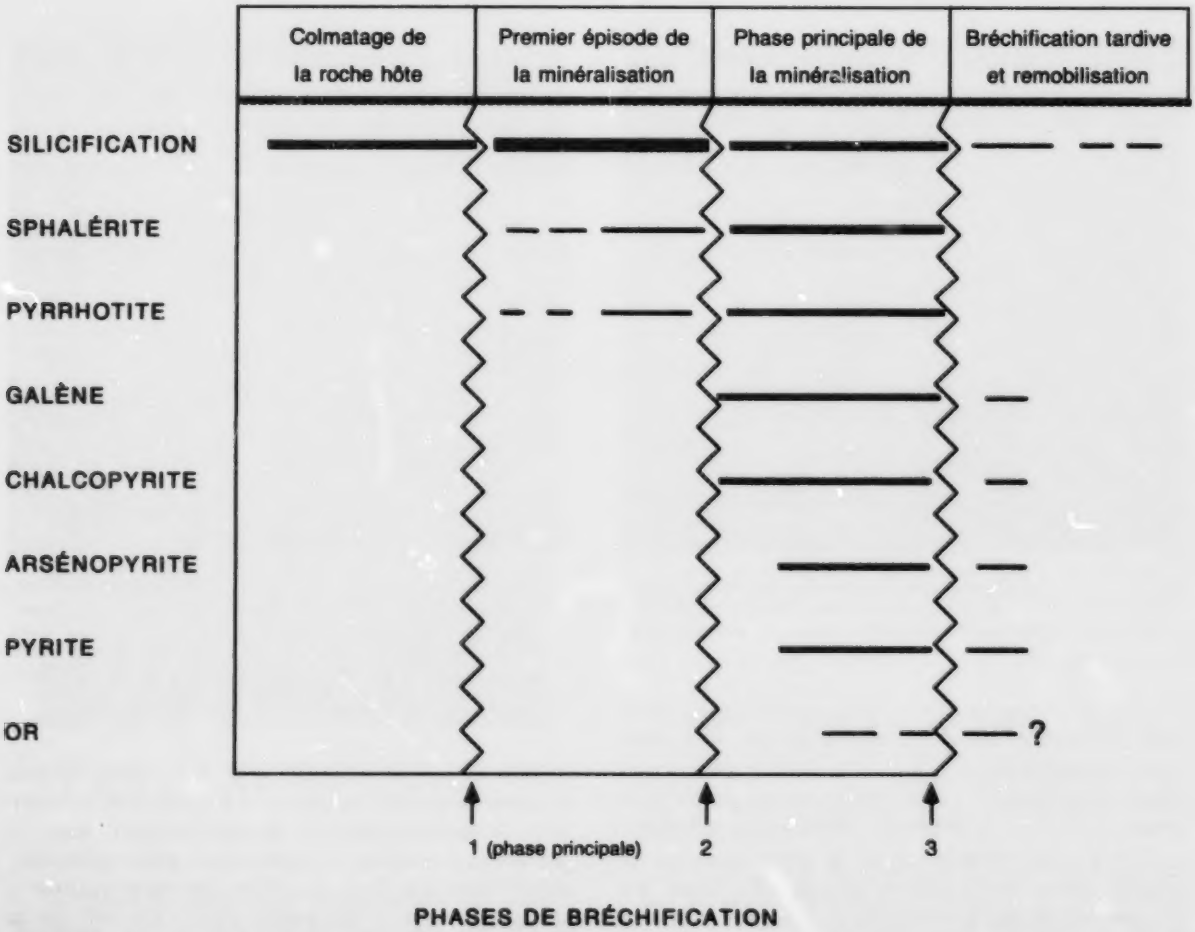

FIGURE 27 — Séquence chronologique simplifiée des différentes phases de fracturation et de minéralisation. Zone Nord, prospect Taché.

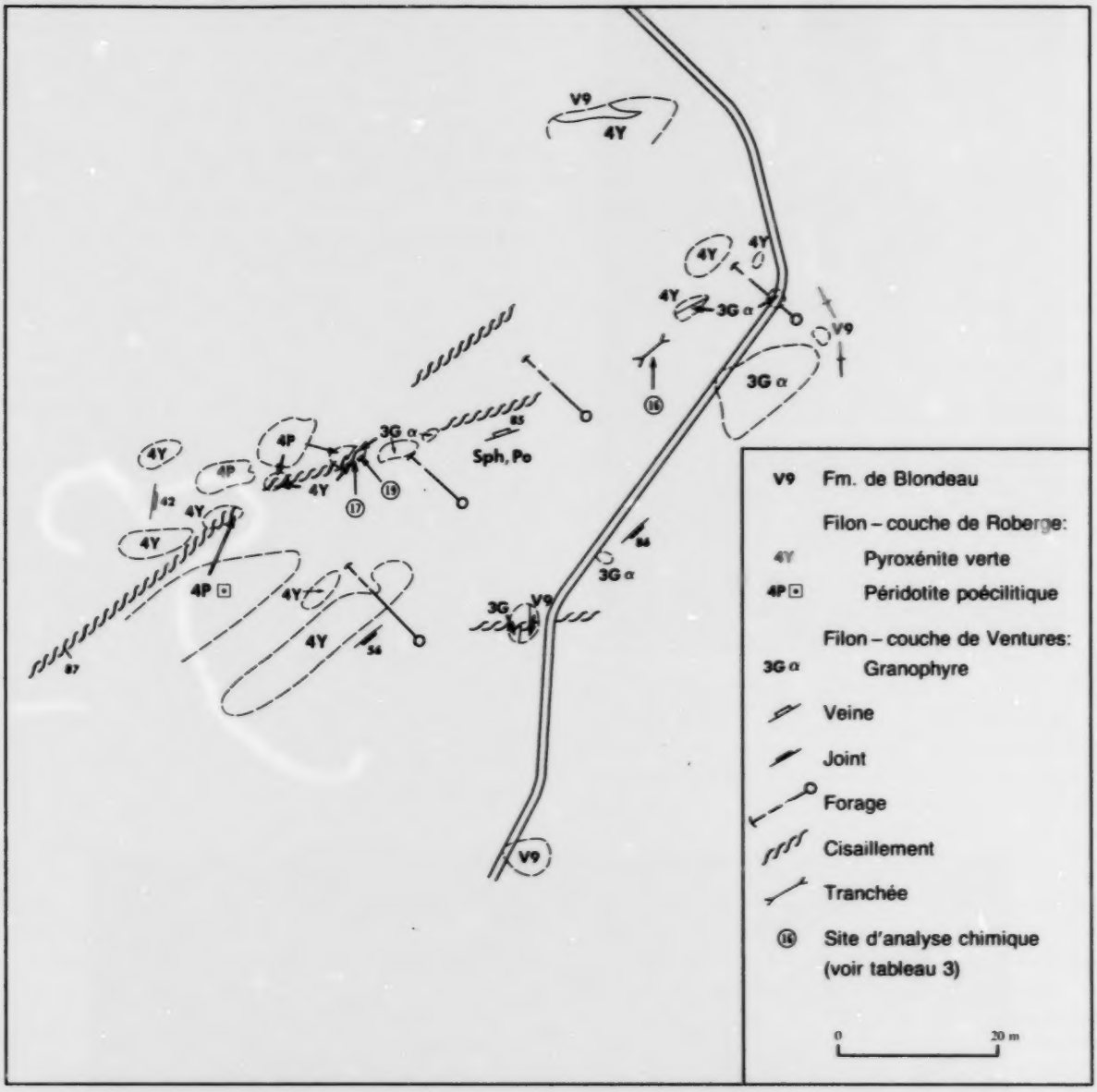

FIGURE 28 — Schéma représentant un dyke granophyrique, similaire aux roches granophyriques du filon-couche de Ventures. Le dyke est au contact entre une pyroxénite verte du filon-couche de Roberge (ou de Ventures?) et les volcaniclastites de la Formation de Blondeau. Affleurements à l'extrémité nord-est de la Zone Nord du prospect Taché.

gure 29). Une roche sédimentaire silicifiée appartenant à la Formation de Blondeau et montrant un aspect de cornéenne, se retrouve d'autre part en enclave dans cette pyroxénite verte (figure 30). À d'autres endroits ces dykes montrent une mince bordure figée aphanitique de 4 à 8 cm de large. Des filonnets de sphalérite et de pyrrhotine occupent à l'occasion les contacts cisaillés, recoupent les dykes ou se retrouvent dans les pyroxénites avoisinantes. Leur puissance ne dépassent pas l'échelle millimétrique.

Thorpe *et al.* (1981, 1984) ont procédé à l'analyse d'isotopes du plomb contenu dans la galène provenant des filonnets minéralisés de la Zone Nord. Les résultats ont donné un âge se situant autour de 2,72 MA pour la mise en place des minéralisations; ceci indique que celles-ci sont antérieures à l'orogenèse kénoréenne et au métamorphisme régional qui l'accompagne. Cet âge est en accord avec d'autres mesures d'âge obtenues sur des dépôts volcanogènes de sulfures massifs situés ailleurs dans le champ minier de Chibougamau et signale ainsi

FIGURE 29 — Dyke granophyrique du filon-couche de Ventures s'appuyant, le long d'un contact de faille, sur la pyroxénite verte du filon-couche de Roberge (ou de Ventures?). Extrémité nord-est de la Zone Nord, prospect Taché.

pour les minéralisations du prospect Taché une mise en place synvolcanique.

Les fractures NNE, de pendage subvertical à 45° W, qui contiennent les minéralisations pourraient ainsi être synvolcaniques et antérieures aux grandes failles inverses (E-W à ENE) à composante en chevauchement. Dans la région du mont Bourbeau, des fractures similaires, mais orientées N-S à NNE, minéralisées par l'assemblage pyrite-pyrrhotine et par l'assemblage pyrrhotine-pyrite-chalcopyrite-sphalérite-magnétite, ont été reconnues respectivement à la base du filon-couche de Bourbeau et à la base du filon-couche de Roberge (Pilote *et al.*, 1984; Pilote, 1986). Au NE du lac Berrigan, des failles NNE de ce type bordent des volcaniclastites de la Formation de Blondeau, enfoncées (ou effondrées) dans les filons-couches de Ventures et de Roberge. La carte aéromagnétique régionale (MRN, 1978) appuie clairement cette observation. En plusieurs endroits dans ce dernier secteur, les strates de la Formation de Blondeau présentent un aspect bréchiforme le long de ces failles NNE, sans toutefois contenir de minéralisation significative.

Du côté est de ces volcaniclastites bréchifiées, les filons-couches de Bourbeau et de Roberge sont régulièrement affectés par des failles N-S à NNE montrant des décrochements apparents senestres, inférieurs à 150 m. Du côté ouest, les volcaniclastites s'appuient, en contact de faille, sur le filon-couche de Roberge; le sens des décrochements interprétés est dextre. Cette situation pourrait vraisemblablement traduire l'existence d'un bassin d'effondrement.

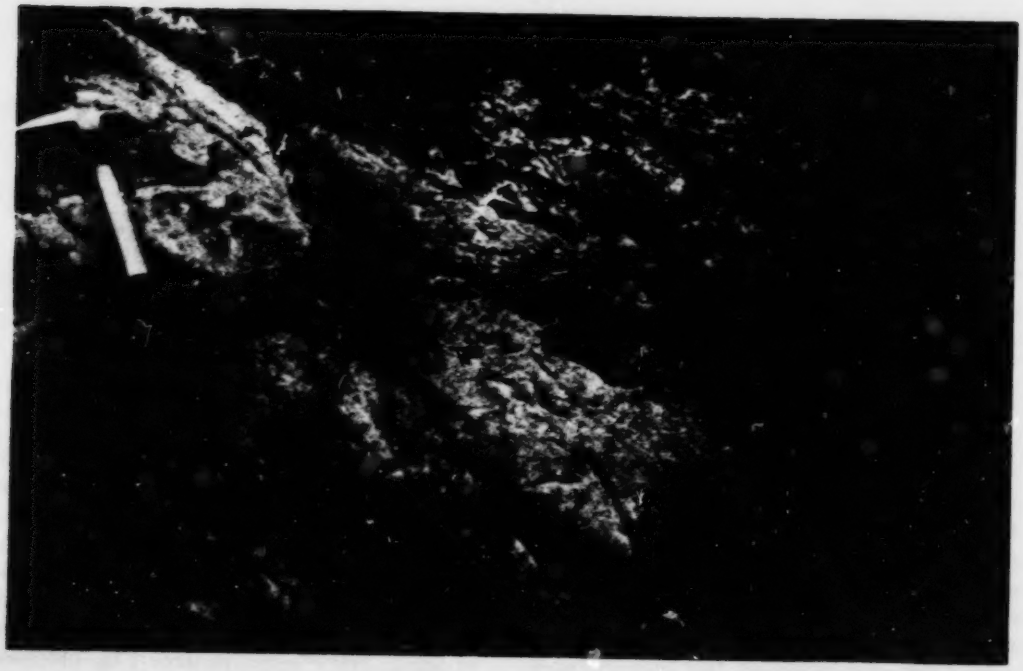

FIGURE 30 — Roche sédimentaire silicifiée de la Formation de Blondeau en enclave dans la pyroxénite verte du filon-couche de Roberge. Même localisation que pour les figure 28 et 29. Zone Nord, prospect Taché.

Toute la Zone Nord et le secteur compris entre les lacs Berrigan et Larone ont été par la suite fortement affectés par des failles NNE, à décrochements apparents senestres et à pendages subverticaux à abrupts vers le SE. Ces failles appartiennent au réseau NNE (failles R) de la zone de cisaillement du lac Gwillim, d'âge tardi-archéen et probablement tardi-kénoréen (Dimroth *et al.*, 1984). Une telle corrélation permet d'expliquer les textures de déformation, de recristallisation et de remobilisation constatées dans les minéralisations sulfurées. Le prolongement de telles failles au sud du lac Berrigan aurait même pu permettre la création d'une paléodépression favorable à l'accumulation de sédiments protérozoïques.

D'après Landry (1984) et nos observations, la séquence de fracturation peut se résumer de la façon suivante. Il y aurait d'abord eu altération en talc-carbonate des roches hôtes (autométamorphisme contemporain de la mise en place du filon-couche de Roberge) puis fracturation ponctuelle et silicification intense des roches ultramafiques, le long du « corridor » fracturé. De faibles minéralisations en pyrrhotine et sphalérite ont accompagné la silicification. Par la suite serait survenu, associé à un événement minéralisateur majeur, un second épisode de bréchification de la roche, amenant la plus grande partie des sulfures maintenant observés. Une légère bréchification et une légère silicification signalent la fin de cet événement minéralisateur, tel que suggéré par la présence de quelques veinules stériles, de quartz et de carbonate, d'orientations diverses, qui recoupent les filonnets minéralisés. Ces phases de minéralisation et certaines phases de bréchification sont ainsi synvolcaniques. Finalement, une partie de la bréchification observée dans la zone minéralisée, de même que les textures de déformation et de recristallisation, présentes dans les assemblages sulfurés, signalent un événement dynamothermique tardif (tardi-kénoréen) et expliquent la déformation, la recristallisation et la remobilisation partielle des minéralisations.

Zone Sud

Cette zone est quelque peu différente de la Zone Nord. Les minéralisations se composent quasi exclusivement de pyrrhotine et de sphalérite avec, en quantité moindre, de la chalcopyrite et de la galène. Elles prennent place dans une large zone cisaillée (trace interprétée d'une faille de chevauchement) orientée ENE. Au sud de cette faille, le filon-couche de Roberge consiste en des dunites serpentinisées et des péridotites poecilitiques représentatives de son membre supérieur (Poitras, 1984). On présume que cette faille se poursuit sur plus de 400 m et sur près de 50 m de largeur. La carbonatisation, la silicification et la bréchification y sont intenses. Les pendages sont variables: de subverticaux à abrupts vers le sud. En général, les sulfures se retrouvent en filonnets discontinus sur la moitié de cette largeur (Smith et Allard, 1960). L'arsénopyrite n'a pas été observée et la galène est relativement peu abondante (moins de 2 % du total des sulfures). L'absence de valeurs significatives en or est probablement liée à ce fait.

En 1953 les réserves atteignaient près de 260 000 t à 3,05 % Zn et 0,6 g/t Au (MRN, 1977).

La séquence de mise en place des minéralisations est impossible à discerner avec certitude, vu que le cisaillement semble avoir produit une remobilisation appréciable des sulfures. La Zone Sud présente les mêmes types d'altérations et de textures que la Zone Nord quoique les déformations y soient beaucoup plus fortes. Une faille ENE rejoint ce cisaillement à une centaine de mètres à l'est du lac Berrigan.

Synthèse des observations sur les Zones Nord et Sud et discussion sur leurs origines et prolongements possibles.

Les minéralisations en pyrrhotine, sphalérite, galène, arsénopyrite, chalcopyrite, pyrite, or et argent représentent un assemblage particulier pour une roche hôte du type péridotite-pyroxénite. Duquette (1970) a proposé une origine synvolcanique pour ces minéralisations. Shenon (1932) a observé, au sud-ouest de l'Orégon, des minéralisations grossièrement similaires pour lesquelles il a proposé une origine hydrothermale. Ces minéralisations sont encaissées dans un corps intrusif ultramafique concordant, fort probablement un filon-couche, d'âge jurassique ou crétacé, composé de péridotite serpentinisée. Elles contiennent de la cobaltite, de la chalcopyrite, de la sphalérite et de la pyrrhotine; les valeurs en Au et en Ag sont localement significatives. Elles se présentent sous forme de lentilles disposées le long d'une zone de cisaillement; celle-ci est située à la base du corps intrusif et parallèle au contact avec les volcanites basiques sous-jacentes. La gangue se compose de calcite, de quartz et d'épidote. Différents épisodes de fracturation et de bréchification ont précédé et suivi les épisodes minéralisateurs.

Sillitoe (1985), dans une récente revue des différents types de brèches minéralisées rencontrées en milieu volcano-plutonique, propose pour celles-ci, en se basant sur leurs caractéristiques, des classifications et des origines possibles. Dans une tentative pour appliquer ces classifications et ces origines aux minéralisations de la Zone Nord, revoyons les caractéristiques de celles-ci:

- Aspect irrégulier, grossièrement en « corridor » (ou cheminée) de la zone bréchifiée;
- Faible épaisseur en surface de la zone minéralisée [plus considérable cependant en profondeur (Brett, 1959, 1960; Bidgood, 1968, 1969)];
- Forme couramment anguleuse des fragments et très forte silicification associée;
- Faible quantité de poussière de roche totalement broyée (masquée par la silicification?) dans la matrice de ces brèches;
- Caractère épisodique de la bréchification, de pré- jusqu'à postminéralisation;
- Présence de minéralisations subéconomiques.

Ces différents traits permettent, selon la nomenclature suggérée par Sillitoe (1985), de classifier la Zone Nord dans la catégorie des brèches phréatiques contenant des minéralisations de type épithermal et encaissées dans des volcanites. Les faciès ultramafiques du filon-couche de Roberge qui contiennent ces minéralisations épithermales, représentent, d'autre part, une roche hôte très peu courante pour de tels gîtes.

En simplifiant, on peut dire que les brèches phréatiques, qui appartiennent à la catégorie des brèches hydromagmatiques (MacDonald, 1972; Sheridan et Wohletz, 1981), sont générées par l'interaction d'un magma et d'une source externe d'eau: eaux souterraines (par ex.: un aquifère) ou eaux de surface. Cette interaction dans ce cas-ci prend uniquement la forme d'un transfert de chaleur (provenant du magma) vers cette source d'eau externe.

Avant l'amorce de la bréchification, il doit d'abord y avoir instauration d'une pression hydrostatique sous une barrière (*cap rock*) de faible perméabilité capable de la contenir. Pour expliquer l'élaboration de cette barrière, on peut invoquer le refroidissement des fluides hydrothermaux, saturés en silice, lors de leur ascension vers la surface (Facca et Tonani, 1967). Ce refroidissement a pour effet de précipiter le quartz, de colmater certaines fractures ou certains pores et d'établir ainsi temporairement une barrière efficace.

La bréchification phréatique même est amorcée (Silitoe, 1985) le plus couramment soit par l'intrusion d'un magma (par ex.: un dyke) ou par une secousse sismique générant une faille. Une cassure dans cette barrière de faible perméabilité se produit alors par fracturation hydraulique, c'est-à-dire quand la pression des fluides excède la pression lithostatique et la résistance maximum de la roche à la rupture. La fracturation hydraulique a pour effet de créer une forte décompression subite dans l'environnement immédiat, d'amener une fragmentation des roches encaissantes et peut-être la conversion rapide et violente de l'eau en vapeur si les températures et la pression présentes le permettent (Sillitoe, 1985; Nelson et Giles, 1985). La précipitation plus ou moins continue de silice, lors du passage de ces fluides, entraîne la restauration partielle de la barrière à faible perméabilité et se trouve ainsi à être en partie la cause du caractère épisodique (pré-, syn- et postminéralisation) de la bréchification.

Dans les exemples de brèches minéralisées (d'âges miocène à pléistocène principalement) citées par Sillitoe (1985), les brèches phréatiques de type épithermal montrent généralement des niveaux de formation peu profonds (1000 m ou moins). Nelson et Giles (1985) mentionnent la possibilité de retrouver, à des niveaux plus profonds (de 2 à 5 km), des zones fracturées de type stockwerk, des dykes clastiques (*pebble dikes*) et, plus couramment, des cheminées bréchiformes.

Se basant sur des travaux récents, traitant du développement et de l'évolution de l'édifice volcanique dans la région de Chibougamau (Dimroth *et al.*, 1984b et 1985), et sur les caractéristiques des diverses minéralisations présentes, Guha (1984), dans sa synthèse sur la région de Chibougamau, a associé la Zone Nord à des veines de type épithermal, lesquelles, selon lui, seraient reliées à un système porphyrique synvolcanique. La création d'un bassin d'effondrement local (décrit plus haut), qui a affecté les filons-couches de Ventures et de Roberge ainsi que la Formation de Blondeau, aurait peut-être permis de focaliser les pulsations hydrothermales.

Dans le secteur du lac Berrigan, un tel événement hydrothermal ponctuel, d'âge synvolcanique, représente ainsi l'hypothèse la plus probable pour expliquer l'origine des brèches phréatiques à minéralisations de type épithermal rencontrées dans la Zone Nord. Cet événement a été généré soit par l'activité volcanique propre à ce secteur, soit par la mise en place même des filons-couches — tel que suggéré par Campbell *et al.* (1981) et Carignan *et al.* (1984) — dans l'empilement volcanique, soit, fort probablement, par la présence, à proximité, d'un pluton synvolcanique (Guha, 1984). Le filon-couche de Roberge, qui est à la base du Complexe de Cummings, présente d'autre part un des premiers milieux propices au développement d'une barrière de faible perméabilité, à la fracturation de celle-ci et au piégeage d'éventuelles minéralisations d'origine volcanique, dans la partie supérieure du Groupe de Roy.

Si l'on explore le prolongement des minéralisations ou si l'on cherche des lentilles similaires ou de compositions plus proximales (Plimer, 1978; Large, 1977), non déformées, dans les volcanoclastites environnantes de la Formation de Blondeau, les situations à envisager sont les suivantes. Premièrement, du côté nord, la faille du lac Cummings, qui se poursuit dans la petite vallée au nord de l'entrée de la galerie d'exploration, est de type chevauchement et répète l'ensemble du Complexe de Cummings sur le filon-couche de Roberge, du côté sud du synclinal de Chibougamau. Les minéralisations sont synvolcaniques et précèdent fort probablement la formation de cette faille. Les chances de localiser le prolongement des minéralisations au nord de la trace de cette structure sont très minces, si l'on considère l'amplitude indéterminée des mouvements en cause. Deuxièmement, au sud du lac Berrigan, il y a au moins deux autres failles inverses entre les minéralisations de la Zone Sud et les premiers affleurements de volcaniclastites et de laves des Formations de Blondeau et de Gilman. Les chances sont donc très faibles de retrouver des minéralisations similaires au sud de ces failles.

Il est par contre intéressant de noter que les minéralisations filoniennes ne se retrouvent que du côté ouest du bassin d'effondrement suggéré précédemment. Aucune n'a encore été signalée du côté est. Des minéralisations similaires sont cependant susceptibles de se rencontrer de ce côté. Ainsi, une prospection axée spécialement sur les

différents membres des filons-couches de Roberge et de Ventures, dans les secteurs avoisinant le lac Berrigan et les bordures du bassin d'effondrement, particulièrement sur son côté est et à proximité des failles orientées N-S à NNE déjà reconnues, serait susceptible d'apporter des éléments nouveaux aidant à la compréhension de ces minéralisations et à la découverte de prolongements éventuels.

L'hypothèse de Duquette (1966), selon laquelle les minéralisations du prospect Taché proviendraient de la remobilisation de lentilles de sulfures massifs d'origine volcanique, pourrait s'avérer en partie plausible dans le cas de la Zone Sud, si l'on considère l'intensité des altérations et du cisaillement. Par contre, les minéralisations sont elles-mêmes au départ synvolcaniques (Pilote, 1984; Thorpe *et al.*, 1981, 1984) et la situation observée suggère plutôt une mise en place dans une structure E-W, réputée d'âge pré- à syntectonique. Celle-ci aurait par la suite été réactivée lors d'un événement tectonique ultérieur, peut-être l'orogenèse kénoréenne. Cette succession d'événements soulève d'autre part la possibilité que la Zone Sud constitue la base ou la racine du système minéralisé du prospect Taché et que la Zone Nord y soit rattachée d'une certaine façon, non déterminée pour le moment.

Indices amiantifères

Au NW du lac Antoinette, deux indices amiantifères (voir carte géologique) ont été signalés (Avramtchev *et al.*, 1981) immédiatement au nord de la trace de la faille du lac Cummings. La serpentinisation et l'intensité du cisaillement sont très fortes (figure 20). Ces indices demeurent toutefois d'une importance économique mineure.

FILON-COUCHE DE VENTURES

À environ 400 m à l'ouest du lac Larone, la pyroxénite verte du filon-couche de Ventures contient de minces filonnets pyriteux de 1 à 2 cm de large, très granuleux. Nous y avons prélevé deux échantillons (voir annexe): l'un (analyse 94660), dans les épontes très silicifiées et carbonatisées, l'autre (analyse 94661), à environ 25 m au nord de l'analyse 94660. Les teneurs en éléments métalliques sont décevantes. La trace de la faille du lac Cummings passe à moins de 200 m au sud. L'importance de cette structure dans toute la région ainsi que le rôle qu'auraient pu jouer d'éventuelles failles subsidiaires subparallèles ou transverses sont encore une fois à considérer.

FILON-COUCHE DE BOURBEAU

Au nord du lac Elaine, dans l'angle SW de nos terrains, La Corporation Auchib (1982) a rapporté des travaux de cartographie et des campagnes géophysiques et géochimiques. Cette compagnie explorait des cibles du type Norbeau, c'est-à-dire des veines de quartz aurifères encaissées dans une roche hôte caractéristique, le filon-couche de Bourbeau. À l'automne de 1983, elle ne rapportait aucune découverte significative. Il est à noter que la trace de la faille du lac Cummings borde la partie nord de ce secteur.

FORMATION DE CHIBOUGAMAU

Nous n'avons pas dressé une cartographie détaillée de la Formation de Chibougamau, nous contentant de reporter sur notre carte les données de Smith et Allard (1960). Les quelques visites de ces dépôts protérozoïques que nous avons effectuées ne nous ont pas permis de rencontrer des minéralisations significatives. Smith et Allard (1960) rapportent, toutefois, sans autres précisions, à la base du lambeau au sud du lac Berrigan, des veinules contenant de la pyrrhotine, de la chalcopyrite et de la sphalérite. Ils signalent ainsi des minéralisations postérieures au dépôt de la Formation de Chibougamau, lesquelles sont, par contre, bien documentées dans le district minier de Chibougamau et ailleurs dans les régions environnantes (Chown, 1984; Guha, 1984; Thorpe *et al.*, 1981, 1984).

Conclusions

Les minéralisations filoniennes rencontrées dans la région étudiée, spécialement celles dans les filons-couches de Roberge et/ou de Ventures, représentent les indices les plus intéressants du point de vue économique. L'indice du lac Berrigan en est le meilleur exemple. Le filon-couche de Bourbeau, pour sa part, ne montre que très peu d'indices significatifs, tant de métaux précieux que de métaux de base. Nous n'y avons décelé que quelques filonnets pyriteux. Par contre, au mont Bourbeau, à l'est de nos terrains, ce filon-couche montre à sa base plusieurs indices minéralisés (Pilote *et al.*, 1984; Pilote, 1986).

La bande de tuf et/ou de volcanites intermédiaires à felsiques sur le flanc nord du synclinal de Chibougamau, au nord du filon-couche de Roberge, constitue une cible particulièrement intéressante. Des filonnets pyriteux contiennent des valeurs significatives en or. Leur prolongement et leur attitude restent toutefois à être mieux définis. Les lithologies encaissantes, de composition apparemment felsique, sont associées pour l'instant à la Formation de Blondeau.

L'important réseau de failles NNE concentré entre les lacs Larone et Antoinette semble avoir contrôlé le développement des veines minéralisées en sphalérite, galène, pyrrhotine, or et argent de la Zone Nord du prospect Taché. Ces veines semblent en effet parallèles à ces failles. Certaines de celles-ci marquent d'ailleurs les contours d'un bassin d'effondrement. Les évidences suivantes portent à penser que quelques-unes sont synvolcaniques: le bassin même; le caractère très déformé des minéralisations (qui signalent un âge de mise en place pré- à syntectonique tout au plus); les résultats de l'analyse d'isotopes du plomb (Thorpe *et al.*, 1981 et 1984) provenant de la galène de ces dernières.

Les veines minéralisées de la Zone Nord prennent place principalement à la base du filon-couche de Roberge. Toutefois, quelques filonnets recoupent certains membres du filon-couche de Ventures. Le fait que celui-ci a une faible épaisseur (moins de 100 m) aux environs du lac Berrigan, et le fait qu'il repose directement sur le filon-couche de Roberge expliquent peut-être pourquoi il n'y a pas été identifié plus tôt.

Les cisaillements E-W, à l'exception de celui parallèle à la rive nord du lac Berrigan, n'ont pas, jusqu'à maintenant, montré de minéralisations significatives. Il faut par contre noter que plusieurs petits indices minéralisés rencontrés sur nos terrains se retrouvent à proximité de la faille du lac Cummings, une faille inverse d'extension régionale. On pourrait ainsi envisager cette faille comme une structure majeure dans lesquelles des minéralisations auraient pu se loger ou du moins circuler.

D'autre part, le cisaillement E-W ayant sa trace sur la rive nord du lac Berrigan est l'hôte de la Zone Sud. Les minéralisations de cette zone se seraient mises en place dans une structure précoce d'orientation E-W, réactivée plus tard lors de l'orogenèse kénoréenne. Ceci attesterait à nouveau du caractère précoce des minéralisations du secteur du lac Berrigan. Ainsi, dans la recherche de prolongements des minéralisations du lac Berrigan, on devrait porter attention, dans un premier temps, aux failles NNE qui bordent de chaque côté le bassin d'effondrement qui interrompt le tracé « normal » des filons-couches — situation qui apparaît remarquablement bien sur la carte aéromagnétique de la région d'Opémisca (MRN, 1978) — et, dans un second temps, aux failles E-W qui bordent, des côtés nord et sud, la Zone Nord, soit la faille du lac Cummings et celle parallèle à la rive nord du lac Berrigan.

La recherche, ailleurs dans le district de Chibougamau, de bassins d'effondrement similaires, affectant à la fois la Formation de Blondeau et les différents filons-couches du Complexe de Cummings, pourrait être envisagée à l'aide, dans une phase préliminaire, des résultats des divers levés aéromagnétiques publiés par le MER.

Les cassures E-W, d'échelles très variables, expliquent les répétitions, les lacunes, les superpositions brusques et les variations de faciès rapides dans et entre les différents filons-couches du Complexe de Cummings. Elles expliquent d'autre part le caractère discontinu des zones minéralisées. Dans notre région, ainsi que partout sur des terrains fortement faillés, la reconnaissance et l'établissement d'horizons-repères, tels certains niveaux de tufs ou faciès caractéristiques de filons-couches donnés, apparaissent comme essentiels. Ces niveaux et faciès permettent de suivre ou de retrouver des zones minéralisées au-delà des discontinuités créées par certaines failles.

La ceinture de cisaillement du lac Gwillim (Dimroth *et al.*, 1984) semble s'avérer la source de quatre grands réseaux de failles, orientés NNW à NW (R'), NNE (R), ENE à EW (P) et NE à ENE (D). Ces différents réseaux ont été reconnus dans la région. De plus, le réseau NNE (R) semble avoir réactivé certaines des failles NNE, d'âge synvolcanique, dans le secteur du lac Berrigan. Ceci est suggéré par le caractère très déformé des minéralisations et, peut-être, par le grand nombre de cassures NNE entre les lacs Larone et Antoinette.

Références

ALLARD, G.-O., 1976 — Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-368, 446 pages.

ALLARD, G.-O. — CATY, J.-L. — CHOWN, E.H. — CIMON, J. — GOBEIL, A. — BAKER, D., 1979 — Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Association géologique du Canada — Association minéralogique du Canada; livret-guide de l'excursion B-1, 95 pages.

ARCHER, P., 1983 — Interprétation de l'environnement volcanosédimentaire de la Formation de Blondeau dans la section stratigraphique du lac Barlow, Chibougamau. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise non publié, 160 pages.

AVRAMTCHEV, L. — LEBEL-DROLET, S. — 1981 — Cartes des gîtes minéraux du Québec — Région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-744.

BARLOW, A.-E. — FARIBAULT, F.-R. — GWILLIM, J.-C., 1911 — Rapport sur la géologie et les ressources minérales de la région de Chibougamau (Québec). Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries; rapport de la Commission minière de Chibougamau, 243 pages.

BIDGOOD, N., 1968-1969 — Taché Lake Mines Ltd., McKenzie township, Québec; sondages. Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-23180 et GM-24799.

BOUCHARD, G., 1986 — Minéralisations aurifères à la mine Gwillim et les environs. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise en préparation.

BOUCHARD, G. — GUHA, J. — ZUCKERKANDEL, W. — CARIGNAN, J. — ARCHAMBAULT, G., 1984 — The Gwillim Gold Mine and its geological setting. *IN* Chibougamau — Stratigraphy and mineralization (J. Guha, E.H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 370-377.

BRETT, D., 1959-1960 — Taché Lake Mines Ltd., McKenzie township, Québec; géologie et géophysique. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-9896 et GM-11146.

CAMPBELL, I.H. — FRANKLIN, J.M. — GORTON, M.P. — HART, T.R. — SCOTT, S.D., 1981 The role of subvolcanic sills in the generation of massive sulfide deposits. Economic Geology; volume 76, pages 2248-2253.

CARIGNAN, J. — DEMBELE, Y. — GUHA, J. — GOBEIL, A. — FOWLER, A., 1984 — Basic geochemical profile of the Blondeau Formation in the Barlow Lake stratigraphic section. *IN* Chibougamau — Stratigraphy and mineralization (J. Guha, E.H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 107-119.

CHOWN, E.J., 1984 — Mineralization controls in the Aphebian Formation; Chibougamau, Mistassini and Otish areas. *IN* Chibougamau — Stratigraphy and mineralization (J. Guha, E.H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 229-243.

CORPORATION AUCHIB INC. (LA), 1982 — Geological, geophysical and geochemical report on the lac Antoinette property, McKenzie township, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-39007.

DAIGNEAULT, R. — ALLARD, G -O., 1984 — Evolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. *IN* Chibougamau — Stratigraphy and mineralization (J. Guha, E.H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 212-228.

DALLMEYER, R.D. — MAYBIN, A.H. — DUROCHER, M.E., 1975 — Timing of Kenorean metamorphism in the eastern Abitibi greenstone belt, Québec: Evidence from 40Ar/39Ar ages of hornblende and biotite from post-kinematic plutons. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 12, pages 1864-1873.

DIMROTH, E. — IMREH, L. — ROCHELEAU, M. — GOULET, N., 1982 — Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Québec. Part 1: stratigraphy and paleogeographic model. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 19, pages 1729-1758.

DIMROTH, E. — ARCHAMBAULT, G. — GOULET, N. — GUHA, J. — MUELLER, W., 1984a — A mechanical analysis of the late Archean Gwillim Lake shear belt, Chibougamau area, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 21, pages 963-968.

DIMROTH, E. — ROCHELEAU, M. — MUELLER, W. — 1984b — Paleography, isostasy and crustal evolution of the Archean Abitibi belt: a comparaison between the Rouyn-Noranda and Chibougamau-Chapais areas. *IN* Chibougamau — Stratigraphy and mineralization (J. Guha, E.H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 73-91.

DIMROTH, E. — ROCHELEAU, M. — MUELLER, W. — ARCHER, P. — BRISSON, H. — FORTIN, G. — JUTRAS, M. — LEFEBVRE, C. — PILOTE, P. — SIMONEAU, P. 1985 — Paleogeographic and paleotectonic response to magmatic processes: a case history from the Archean sequence in the Chibougamau area, Québec. Geologische Rundschau; volume 75, pages 11-32.

DIMROTH, E. — MUELLER, W. — DAIGNEAULT, R. — BRISSON, H. — POITRAS, A. — ROCHELEAU, M., 1986 — Diapirism during regional compression: The structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi Belt, Québec. Geologische Rundschau; sous presse.

DUQUETTE, G., 1966 — Fiche de gîte, canton de McKenzie (McKenzie-6) Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25110.

_____ 1970 — Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-8, 16 pages.

_____ 1976 — North half of McKenzie and Roy townships and northwest quarter of McCorkill township. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-357, 126 pages.

_____ 1982 — Demie nord des cantons de McKenzie et de Roy et quart nord-ouest du canton de McCorkill. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-837, 72 pages.

FACCA, G. — TONANI, F., 1967 — The self-sealing geothermal field. Bulletin volcanologique; volume 30, pages 271-273.

GAUCHER, E., 1960 — Rapport préliminaire sur le quart sud-est du canton de Barlow. Ministère des Mines, Québec; RP-425, 13 pages.

GOODWIN, A.M. — RIDLER, R.H., 1970 — The Abitibi orogenic belt. *IN* Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield (A.J. Baer, editor). Geological Survey of Canada; special paper 70-40, pages 1-30.

GRAHAM, R.B., 1967 — Report on geology of Amalgamated Beaubelle Mines Ltd., Belle group, McKenzie township, Quebec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-19028, 17 pages.

GUHA, J., 1984 — Hydrothermal systems and correlations of mineral deposits in the Chibougamau mining district. *IN* Chibougamau — Stratigraphy and mineralization (J. Guha, E.H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 517-534.

KRAUSE, C.A., 1965 — Yorbeau Mines Inc., McKenzie Township, Quebec; rapport d'avancement des travaux. Ministère des Mines, Québec; GM-17087, 6 pages et 11 cartes.

LANDRY, J., 1984 — Étude de la minéralisation dans le secteur du lac Berrigan, canton de McKenzie. Université du Québec à Chicoutimi; projet de fin d'études non publié, 56 pages.

LARGE, J., 1977 — Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. Economic Geology; volume 72, pages 549-572.

LONG, D.G.L., 1974 — Glacial and paraglacial genesis of conglomeratic rocks of the Chibougamau Formation (Aphebian), Chibougamau, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 11, pages 1236-1252.

MACDONALD, G.A., 1972 — Volcanoes. Prentice-Hall, New Jersey; 510 pages.

MARTINEAU, G., 1983 — Géologie du Quaternaire, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83-39, carte (1:50 000) avec notes marginales.

MATTAGAMI LAKE EXPLORATION LTD., 1982 — Report on diamond drilling, group MOP-2, Chibougamau, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-38483.

MAWDSLEY, J.B. — NORMAN, G.W.H. — 1935 — Chibougamau Lake map-area, Quebec. Geological Survey of Canada; memoir 185, 195 pages et carte 304A.

_____ 1938 — Chibougamau Sheet. Geological Survey of Canada; carte 397A.

MRN 1977 — Fiche de gîte, canton de McKenzie (McKenzie-10). Ministère des Richesses naturelles, Québec; fiche 32 G/16-41.

_____ 1978 — Résultats d'un levé INPUT dans la région d'Opémisca. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-587.

_____ 1979 — Cartes de compilation géoscientifique de la région de Chibougamau — 32 G/16. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-701.

NELSON, C.E. — GILES, D.L., 1985 — Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring gold deposits. Economic Geology; volume 80, pages 1633-1639.

PILOTE, P., 1983 — Étude gîtologique et métallogénique de la région du mont Bourbeau, Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire, carte annotée, DP 83-09.

_____ 1984 — Gîtologie et stratigraphie de la région du lac Berrigan, Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire, carte annotée, DP 84-17.

_____ 1986 — Stratigraphie et positions d'indices minéralisés dans le secteur du mont Bourbeau. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise en préparation.

PILOTE, P. — GUHA, J. — DIMROTH, E. — GOBEIL, A., 1984 — Stratigraphic positions of mineralized occurences in the Mount Bourbeau and Lac Berrigan regions and their significance. *IN* Chibougamau —

Stratigraphy and Mineralization. (J. Guha and E.H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 88-299.

PLIMER, I.R., 1978 — Proximal and distal stratabound ore deposits. Mineralia Deposita; volume 14, pages 345-353.

POITRAS, A., 1984 — Caractérisation géochimique du Complexe de Cummings, région de Chibougamau-Chapais, Québec. Université du Québec à Montréal; mémoire de maîtrise non publié, 152 pages.

RETTY, J.A., 1929 — Canton de McKenzie, région de Chibougamau, Québec. Service des Mines du Québec; rapport annuel, partie D, pages 52-84.

SDBJ, 1981 — Projet Blondeau-Roberge, campagne d'été 1980. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-37484, 51 pages et 11 cartes.

SHENON, P.J., 1932 — A massive sulfide deposit of hydrothermal origin in serpentinite. Economic Geology; volume 27, pages 597-613.

SHERIDAN, M.F. — WOHLETZ, K.H., 1981 — Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. Science; volume 212, pages 1387-1398.

SILLITOE, R.H., 1985 — Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. Economic Geology; volume 80, pages 1467-1514.

SMITH, J.R. — ALLARD, G.-O., 1960 — Moitié sud du canton de McKenzie. Ministère des Mines, Québec; RG-95, 75 pages.

TCHALENKO, J.S., 1968 — The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. Tectonophysics; volume 6, pages 159-174.

THORPE, R.I. — GUHA, J., CIMON, J. — 1981 — Evidence from lead isotopes regarding the genesis of ore deposits in the Chibougamau region, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 18, pages 708-723.

THORPE, R.I. — GUHA, J. — FRANKLIN, J.M. — LOVERIDGE, W.D., 1984 — Use of the Superior Province lead isotope framework in interpreting mineralization stages in the Chibougamau district. *IN* Chibougamau — Stratigraphy and mineralization (J. Guha, E.H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 496-516.

YOUNG, G.M., 1970 — An extensive early Proterozoic glaciation in North America?. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology; volume 7, pages 85-101.

Annexe

Analyses chimiques et normes: Zone Nord, Zone Sud, Complexe de Cummings et Formation de Blondeau

	Zone Nord et environs							Zone Sud et environs		
N° sur la carte[1]	20	15	13	14	2	21	22	23	24	25
N° de laboratoire	94653	94654	94655	94656	94657	94958	94665	94670	94659	94663
						%				
SiO_2	48,00	39,00	47,50	44,80	44,70	59,40	62,10	63,00	42,00	41,30
Al_2O_3	2,32	1,85	2,24	2,16	2,15	2,62	15,70	14,00	4,73	3,23
Fe_2O_3	8,11	8,09	7,77	7,17	7,70	18,10	3,69	5,71	13,00	12,30
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	12,40	12,10	16,20	13,80	13,40	0,16	4,00	3,58	11,50	20,20
MgO	16,70	16,10	17,00	16,10	15,50	2,68	2,34	2,46	11,00	16,20
Na_2O	0,71	0,63	0,54	0,83	1,02	0,17	3,80	4,89	0,18	0,03
K_2O	0,42	1,03	0,04	0,66	0,23	0,34	2,16	0,34	0,28	0,04
TiO_2	0,38	0,31	0,38	0,36	0,37	0,31	0,52	0,67	0,68	0,50
Cr_2O_3	0,51	0,54	0,57	0,41	0,42	0,34	0,00	0,00	0,37	0,23
MnO	0,36	0,23	0,15	0,40	0,64	0,07	0,11	0,15	1,28	0,43
P_2O_5	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,13	0,23	0,03	0,03
S	0,08	0,26	0,02	0,15	0,68	2,72	0,03	0,02	1,43	0,11
H_2O[2]	8,43	17,44	7,20	12,65	11,52	7,68	4,85	3,20	10,57	4,50
Total partiel	98,45	97,61	99,64	99,52	98,36	94,62	99,43	98,25	97,05	99,19
						ppm[3]				
Cu	20	130	61	100	77	990	5	7	190	250
Zn	220	130	200	240	300	4,11 %	300	310	390	0,22 %
Pb	18	6	<0,5	<0,5	<0,5	55	13	<5	11	48
Ni	450	520	430	420	440	900	17	28	260	300
Co	51	55	47	45	48	170	15	14	41	44
V	120	110	120	130	120	78	69	97	150	190
W	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn	3	2	2	3	5	<11	1	3	<1	<4
As	295	195	27	165	130	280	25	22	9	280
Mo	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Cr	—	—	—	—	—	—	23	11	—	—
						ppb[4]				
Au	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Ag	<250	<250	<250	<250	<250	<9,8 g/t	<250	<250	<250	<250
						Normes CIPW				
Quartz	3,73	0,00	0,75	0,00	0,30	57,62	19,93	22,91	9,07	0,00
Orthose	2,52	6,24	0,24	3,91	1,38	2,19	12,87	2,05	1,72	0,00
Albite	6,09	0,00	4,60	7,05	8,79	1,57	32,42	42,20	1,58	0,00
Anorthite	1,93	2,06	3,59	0,22	0,62	0,87	19,56	15,55	11,70	8,73
Néphéline	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Leucite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wollastonite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Diopside	47,03	46,31	60,16	53,30	52,24	0,00	0,35	2,00	37,00	72,77
Hypersthène	20,35	3,28	14,72	10,89	15,12	7,29	5,72	5,32	11,29	0,00
Olivine	0,00	11,47	0,00	3,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Acmite	0,00	4,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Corindon	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,84	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilménite	0,73	0,50	0,32	0,69	0,72	0,16	0,24	0,33	1,34	0,94
Magnétite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hématite	8,22	6,63	7,82	7,19	7,85	19,76	3,72	5,82	13,50	12,55
Apatite	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,31	0,56	0,07	0,07
Chromite	0,76	0,74	0,48	0,61	0,63	0,24	0,00	0,00	0,57	0,35
Calcite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pyrite	0,04	0,00	0,00	0,14	0,54	0,00	0,00	0,00	1,19	0,00
H_2O tot	8,54	17,88	7,25	12,69	11,74	8,38	4,89	3,26	10,97	4,59
	100,01	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00

(1) – Sauf pour les échantillons 2, 14, 15 et 20, qui sont localisés sur la figure 21.
(2) – H_2O = PAF-S.
(3) – Sauf pour le Zn des échantillons 21 et 25 qui est en %.
(4) – Sauf pour le Ag de l'échantillon 21, qui est en g/t.
20 – Pyroxénite peu altérée, filon-couche de Roberge.
15 – Pyroxénite bréchifiée et minéralisée, filon-couche de Roberge.
13 – Pyroxénite peu altérée, filon-couche de Roberge.
14 – Pyroxénite bréchifiée et minéralisée, filon-couche de Roberge.
2 – Pyroxénite en bordure des veines, filon-couche de Roberge.
21 – Sédiment gréseux, silicifié, Formation de Blondeau.
22 – Granophyre, filon-couche de Ventures.
23 – Dyke granophyrique du filon-couche de Ventures.
24 – Pyroxénite silicifiée, filon-couche de Roberge.
25 – Pyroxénite.

Analyses chimiques et normes: Zone Nord, Zone Sud, Complexe de Cummings et Formation de Blondeau (suite)

	Complexe de Cummings					Formation de Blondeau			
N° sur la carte	26	27	28	29	30	31	32	33	34
N° de laboratoire	94667	94672	94673	94686	94660	94661	94662	94675	94664
					%				
SiO_2	46,80	48,50	45,70	51,50	52,30	47,00	63,30	61,60	53,50
Al_2O_3	13,70	14,60	2,58	12,20	3,34	4,62	14,80	15,40	14,90
Fe_2O_3	15,40	9,11	13,00	17,10	8,77	15,20	7,14	7,74	8,56
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	5,96	12,20	19,40	6,58	13,00	13,00	0,51	2,97	5,21
MgO	3,57	9,82	13,50	3,46	17,30	13,20	3,53	1,00	4,40
Na_2O	3,92	1,53	0,09	2,03	0,72	0,73	0,41	0,09	4,61
K_2O	0,10	0,44	0,04	0,14	0,06	0,04	3,44	4,31	0,32
TiO_2	2,11	0,53	0,53	2,23	0,47	0,77	0,41	0,45	1,47
Cr_2O_3	0,00	0,25	0,16	0,00	0,64	0,10	0,00	0,00	0,00
MnO	0,18	0,40	0,73	0,22	0,16	0,21	0,15	0,16	0,16
P_2O_5	0,07	0,03	0,03	0,26	0,03	0,03	0,08	0,10	0,16
S	0,03	0,02	1,46	0,08	0,85	1,01	0,72	0,31	0,04
$H_2O^{(1)}$	7,00	3,03	1,28	3,04	1,70	2,65	3,04	4,35	5,65
Total	98,84	100,46	98,5	98,84	99,34	98,56	97,53	98,48	98,98
					ppm[2]				
Cu	14	68	490	67	160	570	36	47	87
Zn	130	81	870	110	150	200	0,56 %	160	79
Pb	<0,5	<0,5	370	<0,5	2	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ni	41	100	610	6	390	250	18	23	85
Co	41	36	86	38	44	79	9	14	42
Cr	10	—	—	4	—	—	33	22	300
V	250	150	200	300	130	200	59	78	270
W	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn	4	2	5	3	<4	<5	4	8	3
As	8	500	225	2	35	17	0,20 %	30	7
Mo	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
					ppb[3]				
Au	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Ag	<250	<250	4,0	<250	<250	<250	<250	<250	<250
					Normes CIPW				
Quartz	7,94	3,35	2,79	22,46	7,07	7,22	42,82	37,46	9,42
Orthose	0,61	2,59	0,24	0,85	0,36	0,24	21,03	25,98	1,93
Albite	34,19	12,88	0,78	17,68	6,21	6,36	3,55	0,78	39,85
Anorthite	20,09	31,50	6,70	24,46	5,81	9,49	2,62	15,03	19,43
Néphéline	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Leucite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wollastonite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Diopside	8,09	22,34	71,75	7,12	46,64	44,31	0,00	0,00	5,43
Hypersthène	5,42	13,97	1,28	5,57	22,29	13,31	9,09	2,54	8,68
Olivine	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Acmite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Corindon	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,80	5,29	0,00
Ilménite	0,40	0,85	1,03	0,48	0,35	0,46	0,33	0,35	0,35
Magnétite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hématite	15,88	9,06	13,35	17,60	8,94	15,65	7,38	7,89	8,75
Apatite	0,17	0,07	0,07	0,63	0,07	0,07	0,20	0,24	0,39
Chromite	0,00	0,37	0,24	0,00	0,51	0,15	0,00	0,00	0,00
Calcite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pyrite	0,00	0,00	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O tot	7,22	3,01	1,31	3,13	1,73	2,73	3,14	4,44	5,77
	100,01	99,99	99,99	99,98	99,98	99,99	100,00	100,00	100,00

(1) – PAF-S.
(2) – Sauf pour Zn et As de l'échantillon 32, qui sont en %.
(3) – Sauf pour Ag de l'échantillon 26, qui est en g/t.

26 – Gabbro, filon-couche de Ventures
27 – Leucogabbro, filon-couche de Bourbeau
28 – Leucogabbro, filon-couche de Bourbeau
29 – Mélanogabbro, filon-couche de Bourbeau
30 – Pyroxénite verte silicifiée et minéralisée par des filonnets pyriteux, filon-couche de Ventures
31 – Pyroxénite verte, filon-couche de Ventures; à 30 m au nord de l'échantillon 30
32 – Roche sédimentaire gréseuse contenant des clastes de shale
33 – Roche sédimentaire gréseuse, de composition felsique
34 – Roche sédimentaire mafique, faiblement silicifiée et chloritisée

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Energie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale

MAPS
NOT
FILMED

CARTES
OMISES